

Denis V. Anikiev

Joint Detection,
Location and
Source Mechanism
Determination of
Microseismic Events

Saint Petersburg | 2015

The series *Saint Petersburg State University Studies in Physics* presents final results of research carried out in postgraduate physics programs at St. Petersburg State University. Most of this research is here presented after publication in leading scientific journals.

The supervisors of these works are well-known scholars of St. Petersburg State University and invited foreign researchers. The material of each book has been considered by a permanent editorial board as well as a special international commission comprised of well-known Russian and international experts in their respective fields of study.

EDITORIAL BOARD

Professor Kiril BLAGOEV
Institute of Solid State Physics “George Nadjakov”
Bulgarian Academy of Sciences, Bulgaria

Professor Sergey F. BUREIKO
Senior Vice-Dean of Faculty of Physics
Saint Petersburg State University, Russia

Professor Michal HNATIC
Faculty of Science
Pavlov Josef Safaric University, Slovakia

Professor Sergey SAMARIN
Faculty of Science, School of Physics
The University of Western Australia, Australia

Professor Nikolai V. TSVETKOV
Chairman of the Scientific Committee of Faculty of Physics
Department of Polymer Physics
Saint Petersburg State University, Russia

Professor Nikolay N. ZERNOV
Head of Department of Radiophysics
Saint Petersburg State University, Russia

Printed in Russia by St. Petersburg State University Press
11/21 6th Line, St. Petersburg, 199004

ISSN 2308-6599
ISBN 978-5-288-05620-8

© Denis V. Anikiev, 2015
© St. Petersburg State University, 2015

ABSTRACT

Anikiev, Denis V.

Joint Detection, Location and Source Mechanism Determination of Microseismic Events

Saint Petersburg: Saint Petersburg State University, 2015, 85 p.

Saint Petersburg State University Studies in Physics, Vol. 4

Imaging of seismic events is of utmost importance not only in seismology but also in exploration geophysics. For instance, detailed information about origin times, locations and source mechanisms of microseismic events is crucial for passive monitoring of hydraulic fracturing because it allows engineers to observe fracture growth, identify active faults and evaluate effectiveness of well stimulation.

Microseismic monitoring greatly benefits from imaging events with low signal-to-noise ratio (SNR), but their detection on individual seismic traces is usually difficult.

This work is devoted to a new imaging method based on stacking of seismic amplitudes along diffraction traveltimes curves which facilitates noise suppression and improves imaging of microseismic events with low SNR.

A key attribute of the proposed method consists in correction of polarities of stacked amplitudes according to the seismic moment tensor simultaneously determined for each set of amplitudes. This attribute allows taking into account source radiation patterns and significantly enhances imaging of typical seismic events generated in fault zones.

The generalized imaging concept proposed in the thesis allows continuous data processing and involves original algorithms for joint detection and location of microseismic events, together with an algorithm for source mechanism determination.

The detection algorithm based on automatic triggering routine enables joint determination of origin times of multiple consecutive microseismic events. In order to evaluate reliability of detected events, an additional semblance analysis of stacked amplitudes is proposed. Reliability of detection can be further improved by selection and correction of stacked amplitudes according to predicted source radiation patterns.

The location algorithm involves representation of event's image function in a form of statistical spatial distribution. This enables estimation of location uncertainty and determination of coordinates that are not restricted to the nodes of a spatial grid.

The proposed method has been applied to a real dataset recorded during microseismic monitoring of hydraulic fracturing in a shale formation. Benchmarking of locations and source mechanisms of microseismic events with high SNR shows good agreement with the results of a standard imaging method based on manual picking of event traveltimes. Results of continuous data processing show that the proposed method is able to detect and locate a large number of real microseismic events in a vicinity of the stimulated well interval. Source mechanisms obtained for these events demonstrate fault geometries consistent with the orientation of natural fractures.

The developed imaging method is fully automated and feasible for real-time microseismic monitoring.

Keywords: seismic source; location; microseismicity; hydraulic fracturing; diffraction; source mechanism; seismic moment tensor; microseismic monitoring; passive imaging.

ACKNOWLEDGEMENTS

First of all, I would like to express my deep gratitude to my research supervisors, Prof. Dr. Boris Kashtan and Dr. Leo Eisner, for their patient guidance, enthusiastic encouragement and useful critiques of this research work. Prof. Kashtan guided and taught me during the last ten years, and I am particularly grateful for his trust, continuous support and invaluable contribution to my understanding of science. Dr. Eisner introduced me to the world of real microseismic industry and gave me an outstanding opportunity to work and continue my research in the wonderful city of Prague. Without his time, effort, trust and unceasing support it would not be possible to conduct this research.

I would like to express my deepest appreciation to Prof. Dr. Dirk Gajewski for his immense support in making my first steps as an independent researcher and for giving me the opportunity to visit Hamburg University as many times as I could afford. These visits, discussions and participation in WIT consortium meetings were a powerful incentive to continue my research work.

I would also like to thank Prof. Dr. Vladimir Troyan for inspiring me in my first scientific investigations. His continuous support and willingness to give his time so generously has been very much appreciated.

I am deeply thankful to Dr. Ekkehart Tessmer for his assistance in my first real programming experience, for helpful discussions and hospitality.

My special thanks are extended to my colleagues Frantisek Staněk, Jan Valenta and Ivan Abakumov for their insightful comments and significant contributions to this research.

I am deeply thankful to my colleague and good friend Mikhail Baykulov and all his family for their outstanding hospitality, patience and friendly attitude. The wonderful time spent in Hamburg is unforgettable because of them.

I would like to acknowledge all my former and present colleagues from Laboratory of Elastic Media Dynamics and Department of Earth Physics of Saint Petersburg State University, Applied Geophysics Group of Hamburg University, the Academy of Sciences of the Czech Republic and many other institutions for collaboration, assistance and fruitful discussions.

I would also like to acknowledge my colleagues from Seismik Ltd. for hospitality and assistance, and especially I'm thankful to Jana Lauerová and Simona Holá for their kindness and openness.

I would like to extend my deepest thanks to my family: my parents Olga and Vladimir and my sister Anastasia for supporting me spiritually throughout writing this thesis and my life in general. I can't imagine finishing this thesis without immense support of my beloved Katerina who provided me with the necessary confidence and endurance to strive towards my goal.

This research was carried out using computer resources provided by Resource Center "Computer Center of SPbSU". The Woodford field dataset is courtesy of Newfield Exploration Mid Continent Inc. and MicroSeismic, Inc.

Financial support was partially provided by Saint Petersburg State University (grants 11.37.28.2011 and 11.38.217.2014), G-RISC (G-2012a-2), and grant agency of the Czech Republic (P210/12/2451).

Supervisors

Prof. Dr. Boris M. Kashtan
Department of Earth Physics
Faculty of Physics
St. Petersburg State University, Russia

Dr. Leo Eisner
Institute of Rock Structure and Mechanics
The Academy of Sciences of the Czech Republic, Czech Republic

Opponents

Prof. Dr. Vladimir S. Semenov (Chairman)
Head of Department of Earth Physics
Faculty of Physics
St. Petersburg State University, Russia

Prof. Dr. Tatyana B. Yanovskaya
Department of Earth Physics
Faculty of Physics
Saint Petersburg State University, Russia

Assoc. Prof. Dr. Petr V. Kharitonskiy
Department of Earth Physics
Faculty of Physics
St. Petersburg State University, Russia

Prof. Dr. Aleksei P. Kiselev
Laboratory of Mathematical Problems of Geophysics
St. Petersburg Department of V. A. Steklov Institute of Mathematics
Russian Academy of Sciences, Russia

Dr. German A. Maximov
Head of Department of Geoacoustics
N. N. Andreev Acoustics Institute, Russia

Dr. Andrey V. Bakulin
EXPEC Advanced Research Center
Geophysics Technology
Saudi Aramco, Saudi Arabia

Prof. Dr. Jean Virieux
Institute of Earth Sciences
Joseph Fourier University, France

LIST OF AUTHOR'S PUBLICATIONS

- AI Anikiev, D., Gajewski, D., Kashtan, B., Tessmer, E. & Vanelle, C. (2006). Source localization by diffraction stacking. *10th Annual WIT report 2006*, 129–137.
- AII Gajewski, D. J., Anikiev, D., Kashtan, B., Tessmer, E. & Vanelle, C. (2007, June). Source location by diffraction stacking. In *Ext. Abstr. of the 69th EAGE Conference & Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2007*, London, UK, P215.
- AIII Anikiev, D. V. (2007, October). Localization of source by means of diffraction stacking. In *Proc. of 6th International scientific and technical conference-competition of young specialists "GEOPHYSICS-2007"*, St.Petersburg, Russia. [in Russian with English summary]
- AIV Gajewski, D., Anikiev, D., Kashtan, B., Tessmer, E. & Vanelle, C. (2007). Localization of seismic events by diffraction stacking. *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2007*, 1287-1291.
- AV Anikiev, D., Vanelle, C., Gajewski, D., Kashtan, B. & Tessmer, E. Localization of seismic events by a modified diffraction stack, *11th Annual WIT report 2007*, 13–25.
- AVI Anikiev, D. V., Kashtan, B. M. & Gajewski, D. J. (2008, April). Localization of seismic events by diffraction stacking-applications. In *Ext. Abstr. of 3rd EAGE Conference & Exhibition Saint Petersburg 2008*, St.Petersburg, Russia, A004.
- AVII Anikiev, D., Gajewski, D., Kashtan, B., Tessmer, E. & Vanelle, C. (2008). Application of a modified diffraction stack for the localization of microtremor data. *12th Annual WIT report 2008*, 17-28.
- AVIII Anikiev, D. V. (2009, May). Localization of reservoir by means of diffraction stacking. In *Proc. of the Conference of Young Professionals "GEOPERSPEKTIVA 2009"*, Moscow, Russia. [in Russian]
- AIX Anikiev D., Gajewski, D., Kashtan B., Tessmer E. & Vanelle C. (2009, June). Localization of low-frequency microtremors by a modified diffraction stack. In *Ext. Abstr. of 71st EAGE Conference & Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2009*, Amsterdam, The Netherlands, S040.
- AX Anikiev, D. V., Pankratova D. V. (2009, October). Localization of reservoir with passive seismic data. In *Proc. of 7th International scientific and technical conference-competition of young specialists "GEOPHYSICS-2009"*, St.Petersburg, Russia. [in Russian with English summary]
- AXI Anikiev D.V., Pankratova D.V., Kashtan B.M. & Gajewski D.J. (2009). Localization of seismic source by the means of summation of diffracted waves, *Problems of geophysics*, 42 (The scientific papers of SpbSU, 442), 66-83. [in Russian]

- AXII Anikiev, D., Staněk, F., Valenta, J., & Eisner, L. (2013). Imaging microseismic events by diffraction stacking with moment tensor inversion. *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2013*, 2013-2018.
- AXIII Anikiev, D., Valenta, J., Staněk, F., & Eisner, L. (2014). Detection, location and source mechanism determination of microseismic events: evaluating seismicity related to hydraulic fracturing. *First Break*, 32(5), 59-65.
- AXIV Anikiev, D., Valenta, J., Staněk, F., & Eisner, L. (2014). Joint location and source mechanism inversion of microseismic events: benchmarking on seismicity induced by hydraulic fracturing. *Geophysical Journal International*, 198(1), 249-258.
- AXV Staněk F., Valenta J., Anikiev D. & Eisner L. (2014). Semblance for microseismic event detection. *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2014*, 2178-2182.
- AXVI Staněk, F., Anikiev, D., Valenta, J., & Eisner, L. (2015). Semblance for microseismic event detection. *Geophysical Journal International*, 201(3), 1362-1369.

LIST OF FIGURES

- FIGURE 1 Seismic moment tensor components represented as force couples (from Stein & Wysession, 2003).
- FIGURE 2 (a) The far-field radiation pattern for P-waves (top) and S-waves (bottom) for a double-couple source and (b) examples of beach-ball diagrams: focal spheres and their corresponding fault geometries (from Shearer, 2009).
- FIGURE 3 Comparison of semblance values for synthetic event amplitudes: (a) original amplitudes; (b) amplitudes with corrected polarity; (c) amplitudes fully corrected by radiation pattern. Red and blue circles represent correspondingly negative and positive amplitudes at each receiver. The size of each circle is proportional to the amplitude. The green diamond in the middle shows the event epicenter.
- FIGURE 4 A workflow diagram showing algorithm with a receiver selection strategy developed for enhancement of semblance for real microseismic event amplitudes.
- FIGURE 5 The directions of stress field in Oklahoma and surroundings (Heidbach et al., 2008) and the extent of the Arkoma basin within the territory of Oklahoma.
- FIGURE 6 The acquisition configuration of microseismic monitoring: a star-like surface array of seismic receivers and production wells in the 3-D isotropic P-wave velocity model. The rectangular box shows the zone of interest around lateral parts of wells.
- FIGURE 7 Locations of 4 perforation shots obtained by the DSMTI: (a) top view; (b) view from the south; (c) view from the east. Actual locations of perforation shots are shown with green dots; shots located using initial uncalibrated model are shown with red crosses sized by uncertainty in the locations. Blue crosses show locations obtained using calibrated velocity model.
- FIGURE 8 Seismic records show the signal corresponding to one of 34 selected strong events. The green curve shows traveltimes computed for event's location and origin time determined by the DSMTI.
- FIGURE 9 Comparison of locations of 34 selected microseismic events determined with two independent methods, TML (red dots) and DSMTI (blue dots): (a) top view; (b) view from the south; (c) view from the east. Red and blue dots corresponding to the same events are connected with lines for convenience.
- FIGURE 10 Comparison of angles describing fault geometry, derived from source mechanisms for 34 selected microseismic events. Mechanisms were obtained by two independent methods, TML (red) and DSMTI (blue). Rose diagrams show: (a) dip angles; (b) strike angles; (c) rake angles. Primary fault plane (plane 1) corresponds to the steeper dip.

- FIGURE 11 An example of detection of microseismic events: (a) a 5 min time interval; (b) a 15s window taken from the 5 min interval (dashed rectangle). On both images the upper curve is the maximum stack function with local maxima denoted with red dots; the middle curve is STA/LTA with green triggered zones; the lower curve displays the semblance; the black dashed horizontal line shows STA/LTA threshold value of 2; the red horizontal line shows semblance threshold value of 0.17.
- FIGURE 12 Injection data for a period of 24 hrs. represented by calculated bottom hole pressure (BHP, black) and slurry rate (SR, blue) plotted against the histogram of detected events in 20 min bins (red).
- FIGURE 13 Locations of 313 microseismic events detected by the DSMTI during a period of 3 days: (a) top view; (b) view from the South; (c) view from the East. Event locations are color-coded by a day when events were detected. Grey arrow shows the direction of maximum horizontal stress.
- FIGURE 14 Polarity and relative amplitudes corresponding to the moveouts of two microseismic events representing two fault types: (a) dip-slip; (b) strike-slip. Green dots indicate the event's epicenters. Blue circles represent downward motion, red circles represent upward motion, and circle sizes are proportional to the relative sizes of the observed amplitudes.
- FIGURE 15 Result of microseismic event detection involving semblance enhancement algorithm for a 5 min portion of the field data used in [Figure 11](#). The red dots show 13 events detected by STA/LTA (middle) applied to the stack function (top) and validated by semblance (bottom). The red vertical lines represent typical false positives; the green vertical line represents a potentially real event that could be detected with lower STA/LTA threshold. The black dashed horizontal line shows STA/LTA threshold of 2; red solid line shows the semblance threshold of 0.17.
- FIGURE 16 A dot diagram showing dependence of computed semblance values on the absolute horizontal location error. Each black dot corresponds to a detected event. The red line shows a conservative semblance threshold of 0.17.
- FIGURE 17 Comparison of microseismic event locations and source mechanisms obtained (a) without semblance validation and (b) with semblance validation and enhanced semblance computation. Sizes of focal spheres are proportional to the magnitude. Black events are common for both approaches, red events are false positives and additional weaker events validated by the semblance threshold of 0.17 are shown with green color. Stimulated and non-stimulated wells are shown correspondingly in blue and black colors.
- FIGURE 18 Comparison of strike orientations derived from source mechanisms of microseismic events detected (a) without semblance validation and (b) with semblance validation and enhanced semblance computation. Black orientations are common for both approaches, red orientations represent false positives and green are strike orientations corresponding to additional weaker events validated by semblance criterion.

CONTENTS

ABSTRACT	3
ACKNOWLEDGEMENTS	4
LIST OF AUTHOR'S PUBLICATIONS	7
LIST OF FIGURES	9
CONTENTS	11
1 INTRODUCTION	13
1.1 Background and topicality	13
1.2 Previous and related studies	15
1.3 Scientific novelty and importance of the research	16
1.4 Personal contributions	18
1.5 Appraisal of the work	19
2 METHODOLOGY	20
2.1 Detection and location of microseismic events using diffraction stacking	20
2.1.1 Basic principles of diffraction stacking	20
2.1.2 Diffraction stacking with moment tensor inversion	21
2.1.3 Joint event detection	23
2.1.4 Evaluation of detection reliability	23
2.1.5 Location of detected events	24
2.1.6 Computation of the moment tensor	25
2.2 Source mechanism characterization of microseismic events	25
2.2.1 Seismic moment tensor	25
2.2.2 Shear source mechanism	27
2.2.3 Source mechanism diagrams	27
2.3 Enhancement of semblance for real microseismic event amplitudes	28
2.3.1 Correction of amplitudes due to radiation pattern	29
2.3.2 Receiver selection strategy	30
3 EXPERIMENTAL RESULTS	32
3.1 Geological background	32
3.2 Acquisition configuration	33
3.3 Velocity model calibration	34
3.4 Benchmarking of locations	36
3.5 Benchmarking of source mechanisms	39
3.6 Results of microseismic imaging	41
3.7 Application of the semblance enhancement algorithm	46
4 CONCLUSIONS	50
REFERENCES	52

APPENDIX

СОВМЕСТНОЕ ОБНАРУЖЕНИЕ, ЛОКАЦИЯ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ МЕХАНИЗМОВ
ОЧАГОВ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ (translation into Russian) 57

АННОТАЦИЯ 58

СПИСОК ИЛЛЮСТРАЦИЙ 59

1 ВВЕДЕНИЕ 62

1.1 Предпосылки и актуальность работы 62

1.2 Предыдущие и похожие исследования 64

1.3 Научная новизна и значимость исследования 65

1.4 Личный вклад 66

1.5 Апробация работы 67

2 МЕТОДОЛОГИЯ 68

2.1 Обнаружение и локация микросейсмических событий с помощью
дифракционного суммирования 68

2.1.1 Основные принципы дифракционного суммирования 68

2.1.2 Дифракционное суммирование с построением ТСМ 69

2.1.3 Совместное обнаружение событий 70

2.1.4 Оценка достоверности обнаружения 71

2.1.5 Локация обнаруженных событий 71

2.1.6 Расчет тензора момента 72

2.2 Описание механизма очага микросейсмического события 72

2.2.1 Тензор сейсмического момента 73

2.2.2 Сдвиговый механизм очага 73

2.2.3 Диаграммы механизма очага 74

2.3 Повышение сембланса для амплитуд реальных микросейсмических
событий 74

2.3.1 Коррекция амплитуд с учетом диаграммы излучения 75

2.3.2 Стратегия выбора сейсмоприемников 76

3 ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ 77

3.1 Геологическая справка 77

3.2 Геометрия системы наблюдений 77

3.3 Калибровка скоростной модели 78

3.4 Сравнительный анализ местоположений 78

3.5 Сравнительный анализ механизмов очага 79

3.6 Результаты визуализации микросейсмических событий 80

3.7 Применение алгоритма повышения сембланса 82

4 ВЫВОДЫ 84

1 INTRODUCTION

1.1 Background and topicality

Geoscientists widely use term ‘seismic imaging’, although it is important to distinguish between active and passive seismic imaging technologies.

Active seismic imaging is used to explore physical properties of Earth by solving a typical inverse problem, which implies determination of medium properties using its response (recorded seismic data) to initial energy pulses emitted by artificial seismic sources (explosions, vibrators, airguns, etc.) technically controlled by humans.

In passive imaging methods seismic receivers register various types of Earth’s inherent seismic energy which is not directly controlled by humans. Most of this energy results from release of natural tectonic stresses. The stress is generally released in natural microseismic events that usually are unnoticed and unreported. However, seismic energy can be induced by human influence, e.g. the response of the medium to well production and control activities. Seismic signal is generated while a well is being drilled, fluids are injected, reservoirs are fractured and produced, etc. Seismic waves caused by any of these sources contain information about the source function as well as information about the complexity of the medium through which they propagate. These induced seismic waves are registered by receivers on the surface (when monitoring is made by surface arrays) and/or in a well (when using borehole arrays).

Passive seismic monitoring has been used in the mining industry for more than a hundred years (Mendecki, 1993), but recently gained an increased interest in the oil and gas industry. Nowadays there are not so many easily accessible oil and gas reservoirs and companies all over the world are looking for unconventional oil and gas reservoirs like, for instance, tight gas reservoirs in shale formations. From technical point of view, such reservoirs are very problematic to produce because multiple stages of hydraulic fracturing are often required.

Hydraulic fracturing (or hydrofrac) of rock saturated with oil and gas is a process that aims to improve productivity of wells by creating fractures through which hydrocarbons may flow. During hydrofrac treatment, many induced earthquakes occur

along the new and pre-existing fractures. Microseismic monitoring focuses on imaging, i.e. detection and location of these seismic events and, recently, characterization of source mechanisms and magnitudes of induced microseismic events. This information can be used in overall production planning for evaluation of the effectiveness of hydraulic fracture stimulation, and also for identification of active faults and estimation of bypassed reserves (De Meersman et al., 2009). Monitoring is also important for estimation of environmental hazard brought by hydraulic fracturing.

One of the main difficulties in passive seismic imaging consists in requirement of a reasonable and representative velocity model. Without adequate estimate of velocities none of location methods can provide a reliable hypocenter location of any event. Hence it is usually assumed that the velocity model is known a priori, either from active seismic studies, or from acoustic well logs.

In microseismic monitoring the exact origin time of an event is not known in advance, and data are acquired continuously. Hence, one must implement one of so-called ‘triggering’ routines to detect events in the data. This usually requires multichannel processing of large data sets where events are represented by the P- or/and S-wave amplitudes on each receiver trace. However, if these amplitudes have low SNR, event detection on unstacked gathers becomes difficult. Earthquakes (either anthropogenic or natural) follow the scaling law discovered by Gutenberg & Richter (1954). According to this law, for every large seismic event with high SNR there are an exponentially growing number of smaller events with low SNR.

Although generally the background noise is higher for surface arrays than for arrays in boreholes, in both monitoring techniques the problem of imaging of low-energy events can be overcome by stacking of a large number of receivers covering a wide range of offsets and azimuths (Duncan & Eisner, 2010). Such stacking is used in migration-based techniques to detect microseismic events in passive seismic monitoring, including weak events (i.e. events with moment magnitudes smaller than -1) that are not visible on unstacked gathers.

Migration-based detection techniques usually rely on obtaining a high value of the stack along the moveout curve computed from a hypothetical source position improving the SNR of the unstacked data (Chambers et al., 2010; Duncan & Eisner, 2010; Gharti et al., 2010; Bradford et al., 2013). But typical microearthquakes (or earthquakes in general) do not radiate symmetrically like explosions or implosions. Usually their polarity has specific signatures due to variations in the radiation pattern of various source mechanisms. Seismic waves from the very same event can have different polarities and amplitude values can significantly differ simply from the geometrical spreading. Hence, if these positive and negative amplitudes are simply stacked, the value of the stack will be very low. This can be overcome by taking absolute values of amplitudes. However, this usually leads to significant decrease of the SNR of the stack function and poor reliability of detection. Therefore it is necessary to take into account the radiation pattern of the event. For instance, various simultaneous source mechanism determination strategies can be involved (e.g., Rodriguez et al., 2012; Chambers et al., 2014; Zhebel & Eisner, 2015). In this case a higher stack value is obtained by correction of stacked amplitudes according to the seismic moment tensor (SMT) derived by inversion of these amplitudes.

Microseismic imaging is a vital technology for reservoir and hydrofrac monitoring. Therefore, it is of great importance to develop an efficient imaging method that will be able to automatically detect, locate and characterize microseismic events.

Efficiency of the method implies its full automation, and possibility of real-time data processing implementation, hence, it excludes manual picking of events. It should be able to detect events with low SNR, so it must involve stacking of amplitudes. The methodology must account for radiation pattern and allow determination of source mechanism, therefore, it must utilize inversion of amplitudes in order to obtain the seismic moment tensor (the so-called SMT inversion or the moment tensor inversion). Finally, the method must be able to detect jointly consecutive microseismic events within a continuous dataset, hence, an automatic event detection algorithm is necessary, together with an algorithm for evaluation of detection reliability

1.2 Previous and related studies

Early location methods required picking of direct arrivals at individual receivers (Rutledge & Phillips, 2003). Picking implies high SNR of body-wave arrivals on majority of receivers. However, P- (or S-) wave arrivals from weak microseismic events are not detectable on individual receivers at the surface (Duncan & Eisner, 2010). Hence, location techniques for surface monitoring of microseismic events usually use stacking or time-reverse modelling for propagation of emitted seismic energy back to its origin (McMechan, 1982; Gajewski & Tessmer, 2005; Artman et al., 2010).

Kiselevitch et al. (1991) introduced an alternative technique of seismic emission tomography (SET), where the maximum of semblance over space, time and sensors is used to locate microseismicity. This technique was further developed by Shubik et al. (1996), Shubik & Ermakov (1997, 1999), Shubik (2006). Modifications of SET involve a statistically optimal generalization, a so-called adaptive maximum likelihood algorithm (Kushnir et al., 2013) and amplitude spectrum method (Bryksin et al., 2015).

Kao & Shan (2004) developed the source scanning algorithm (SSA) in which locations are obtained using a brightness function, which is created by stacking of the absolute amplitudes of normalized seismograms recorded at many receivers. The SSA concept was later modified and improved by Baker et al. (2005), Kao & Shan (2007), Liao et al. (2012), Grigoli et al. (2014) and others.

Rentsch et al. (2007) proposed a stacking procedure applied to three-component data weighted with a Gaussian-beam factor in a chosen time interval that includes a few cycles of the P-wave arrival.

Gharti et al. (2010) proposed to project seismic waveforms into the ray coordinate system, compute their envelopes, and stack along moveouts of P- and S-wave arrival times.

Zhang & Zhang (2013) applied a semblance-weighted stack to extract the coherence of P- and S- wave within a receiver array. They used a cross-correlation between different components in order to measure the similarity of stacked P- and S- waves.

Haldorsen et al. (2013) suggested a migration-type approach with semblance-weighted deconvolution in frequency domain and applied the method to field data

acquired with 3-C receivers in two wells. Semblance as a microseismic imaging tool was also used by Eaton et al. (2011) and Chambers et al. (2014).

Grigoli et al. (2013) proposed stacking of short time average to long time average ratio (STA/LTA) traces computed from the raw waveform data.

The location methods mentioned above do not require manual picking of arrivals, however, none of them consider polarity changes due to source mechanisms of microseismic events or resolve the corresponding destructive interference (Zhebel, 2014).

Recently several authors have introduced location techniques that do consider polarity changes. Thus, Gharti et al. (2011) applied time-reverse imaging improved by simultaneous SMT estimation and tested their approach on the synthetic data for a complex model of an ore mine.

Rodriguez et al. (2012) proposed a method for simultaneous determination of origin time, location and SMT of event by the means of a dictionary-based approach and sparse representation theory.

Dricker et al. (2012) introduced a statistically optimal generalization of the SET method with simultaneous estimation of source mechanism based on grid search through possible source mechanisms constrained by four parameters (dilatation part, strike, dip and rake).

The location method based on diffraction stacking, i.e. stacking of wave amplitudes along moveouts, was introduced by author in [AI](#) (see also [AII-AXI](#)), and was later improved by Zhebel & Eisner (2012, 2015), who combined the diffraction stacking with a procedure of inversion of stacked amplitudes into the SMT (Sipkin, 1982), and also tested the resulted method for robustness in the presence of noise. This improved diffraction stacking technique is a core of the proposed imaging method.

One of the main differences of this approach to other techniques mentioned above is that the characterization of source mechanism by the moment tensor is done simultaneously with the stacking of waveforms for each grid point. Apart from that, in this study the seismic moment tensor is described by 6 independent parameters, unlike 4 parameters used by Dricker et al. (2012). Moreover, a linearized inversion approach seems to be faster than source parameter scanning suggested by Dricker et al. (2012).

The method of location by modified diffraction stacking involved in this study is somewhat similar to the moment tensor migration imaging approach presented by Chambers et al. (2013, 2014). However, in contrast to their approach, it does not result in six stacked moment tensor components, but gives a single stack value for each grid point. A single value is more efficient in terms of implementation and, besides, it provides a straight forward way to design an automatic detection concept suggested in [Section 2.1.3](#).

1.3 Scientific novelty and importance of the research

This study is devoted to the original method of joint detection, location and source mechanism determination of microseismic events, here and after referred to as the diffraction stacking with moment tensor inversion (DSMTI).

The main goal of the present work is to provide a comprehensive investigation of the developed method and reveal the range of its applicability to real field data processing. This involves benchmarking of derived microseismic event locations and source

mechanisms and application of method to a real dataset gathered during monitoring of hydraulic fracturing of a shale gas reservoir.

The methodology presented in this work involves the following novel developments:

- The algorithm for joint detection of microseismic events based on time dependence analysis of maximum image function values;
- The algorithm for evaluation of detection reliability of microseismic events based on semblance analysis of stacked amplitudes;
- The method of selection and correction of seismic amplitudes (used in semblance analysis) due to event radiation patterns;
- The algorithm for location of microseismic events based on image function transformation into a spatial distribution of probability density.

Scientific novelty of the present study also involves the following original aspects:

- The benchmarking analysis of event locations and source mechanisms for a set of high-SNR microseismic events using two independent methods.
- The analysis of locations and source mechanisms of real microseismic events obtained using the proposed method while processing three full days of field data recorded with surface array during monitoring of hydrofrac.
- The investigation of the approach devoted to improvement of detection reliability for real microseismic events with low SNR and non-trivial radiation patterns.

The main theoretical value of the present work consists in introduction of a series of innovative techniques. First of all, these are the methods of joint detection and validation of microseismic events as well as the approach that enables improvement of detection reliability by enhancing the semblance of amplitudes corresponding to real events. Also, an important (from theoretical point of view) improvement of the location algorithm was made. The algorithm is a first step towards a complete statistical framework of location by diffraction stacking. Results of the conducted investigations demonstrate a big potential of the method in detection and determination of hypocenters of weak microseismic events.

The practical significance of the present work is that the proposed imaging method is applicable to real continuous datasets and can provide reliable locations of microseismic events. Various types of source mechanisms are automatically and reliably determined by the proposed methodology. The approach can be implemented efficiently enough for a real-time on-site monitoring during stimulation.

The following issues confirm reliability and validity of the obtained results:

- use of a rigorous mathematical apparatus, proven methods for numerical calculations and trusted commercial software;
- a quality control of amplitude inversion during construction of a moment tensor;
- use of a dense spatial grid and a sufficiently small time step when solving detection and location tasks;
- successful benchmarking of locations and source mechanisms obtained with the developed methodology and a conventional manual location technique;
- use of reliable experimental data and a trusted velocity model.

It follows from the above that this study significantly contributes to a field of knowledge associated with microseismic imaging and monitoring.

1.4 Personal contributions

All results presented in this thesis were obtained by author either independently or on an equality with co-authors.

The basic idea of source location by diffraction stacking was initially developed by author in collaboration with Prof. Dr. Boris Kashtan and Prof. Dr. Vladimir Troyan from Saint Petersburg State University (SPbSU) and Prof. Dr. Dirk Gajewski, Dr. Ekkehart Tessmer and Dr. Claudia Vanelle from Hamburg University. However, the extension of the methodology related to seismic moment tensors was proposed by Dr. Leo Eisner from the Academy of Sciences of the Czech Republic (ASCR) and Oksana Zhebel from Hamburg University (Zhebel & Eisner, 2012, 2015).

In this thesis the mentioned concepts were investigated, developed further and generalized in order to include automatic detection and validation of events, estimation of event location uncertainties and characterization of event source mechanisms.

Author's personal contributions mainly involve theoretical development and software implementation of major components of the proposed method:

- the algorithm for diffraction stacking with correction of stacked amplitudes due to simultaneously determined seismic moment tensor;
- the algorithm for automatic microseismic event detection;
- the algorithm for verification of event detection reliability based on semblance of stacked amplitudes;
- the algorithm for 3-D location and estimation of location uncertainty.

Minor components of the method were either re-implemented or taken in the original form:

- the algorithm for determination of seismic moment tensor by least-squares inversion of seismic amplitudes;
- the algorithm for traveltime maximum likelihood location (for benchmarking purposes)
- various routines for reading seismic data formats, plotting and processing of large data sets.

The algorithm for traveltime computation based on the fast sweeping method (Zhao, 2005) was initially developed by Ivan Abakumov from SPbSU. This algorithm was adapted and improved by the author of this thesis in order to meet the efficiency requirements of the developed software.

The algorithm for semblance enhancement and the concomitant receiver selection strategy were developed in collaboration with Frantisek Staněk from ASCR, who made an extensive synthetic numerical study on this topic.

Computation of the results for the large continuous microseismic dataset was accomplished with direct involvement of Jan Valenta from ASCR, who also made valuable contributions to a common imaging workflow and geological interpretation of the results.

1.5 Appraisal of the work

Theoretical and practical aspects of the proposed method were widely discussed on scientific seminars at the Laboratory of Elastic Media Dynamics (Department of Earth Physics, SPbSU), at the Applied Geophysics Group (Institute of Geophysics, University of Hamburg) and at the Institute of Rock Structure and Mechanics of the Academy of Sciences of the Czech Republic.

The results of this work were also presented at the following conferences and symposia:

- Wave Inversion Technology Consortium Meeting (Hamburg, Germany, 2006, 2007, 2008);
- International Scientific and Technical Conference-Competition of Young Specialists "GEOPHYSICS" (St. Petersburg, Russia, 2007, 2009);
- SEG International Exposition & Annual Meeting (San Antonio, USA, 2007, Houston, USA, 2013 and Denver, USA, 2014);
- EAGE Annual Conference & Exhibition (London, UK, 2007 and Amsterdam, The Netherlands, 2009);
- Saint Petersburg EAGE Conference & Exhibition (St. Petersburg, Russia, 2008);
- Conference of Young Professionals "GEOPERSPEKTIVA" (Moscow, Russia, 2009).

Overall there are 16 scientific works (AI–AXVI) published on the topic of this study. Among them, 7 scientific works (AII; AIV; AVI; AIX; AXIII; AXIV; AXVI) are indexed by Web of Science Core Collection and Scopus databases including 3 articles (AXIII; AXIV; AXVI) published in top-rated scientific journals.

2 METHODOLOGY

The chapter is devoted to a theoretical background of the DSMTI methodology. First, the basic principles of location by diffraction stacking location are reviewed. Then an improved approach that utilizes moment tensor inversion is introduced. This information is followed by description of the new algorithms for joint event detection and evaluation of reliability of detected events, together with the improved location algorithm. The theoretical part is extended by background information on seismic moment tensors and source mechanism diagrams. Finally, there is a description of the new approach that helps to improve detection reliability even further by enhancing the coherency measure of seismic amplitudes.

2.1 Detection and location of microseismic events using diffraction stacking

2.1.1 Basic principles of diffraction stacking

The diffraction stacking methodology and its theoretical justification are extensively described in papers [AI-AIV](#). In this section a brief revision of the basic principles is given.

First of all, as already mentioned in the introduction, the velocity model of the subsurface is assumed to be known. It is also assumed that seismic events are caused by point sources. That is, the extent of the source region is believed to be relatively small in comparison to the wavelength of the emitted signal. The position of a hypocenter of a microseismic event can be reconstructed using receiver measurements (more often a surface array is assumed) by applying a diffraction stack, which is described below.

The subsurface volume is discretized and each grid node is considered to be a potential source position or a so-called image point. In other words, each image point represents a possible diffraction point from which seismic energy radiates. The term ‘diffraction stacking’ dates back to well-known works of Timoshin (1972) and Claerbout (1971, 1984). The concept was initially related to seismic migration and imaging of reflectors as a set of diffraction points (in the context of the exploding reflector

principle). In this work, the diffraction stacking is related to imaging of real excitation sources.

It is assumed for simplicity that the location technique uses a P-wave signal (which is usually recorded on vertical components), but it can be formulated for an S-wave signal as well. The velocity model is used for computation of a P-wave traveltime moveouts from each image point to all receiver positions, which are given by the acquisition geometry of the experiment. The method of computation of traveltimes depends on how complex the subsurface velocity model is. In the unlikely case of homogenous model the traveltimes are computed analytically. This could be also done for constant gradient models. However, in heterogeneous media the travel time curves can be obtained only numerically. This requires various ray tracing programs or so-called eikonal solvers.

After traveltimes are computed, waveforms from all traces are stacked along the calculated moveouts. As the origin time (i.e. the time moment when a source starts radiating) of a seismic event is unknown, in order to get the image function value $F_0(\mathbf{r}, t)$, the stacking must be performed for all possible origin times t :

$$F_0(\mathbf{r}, t) = \left| \sum_{R=1}^{N_R} A_R(t + T_R(\mathbf{r})) \right|, \quad (1)$$

where \mathbf{r} is a vector that defines a spatial position (x, y, z) of the image point, $T_R(\mathbf{r})$ is the P-wave traveltime from the image point \mathbf{r} to a receiver R , N_R is a number of receivers, A_R is an observed waveform at the receiver R . An absolute value of the stack is used in Equation 1 in order to treat equally positive and negative phases of the stacked amplitudes and let the positive maximum of the image function work as an indicator of a correct location and origin time of an event.

2.1.2 Diffraction stacking with moment tensor inversion

Microseismic events usually have non-explosive radiation pattern, which means that P-wave (or S-wave) radiation is not isotropic and the polarity depends on the direction of a take-off angle for each pair of the image point and receiver positions. As a result, the polarities of the amplitudes can be both positive and negative. For example, a pure double-couple strike-slip source has the stack value (i.e. the value of the function F_0 in Equation 1) equal to zero at the true source position and true origin time if the receivers are distributed symmetrically around the event's epicenter. It is possible to overcome this problem by using absolute values of the waveforms, what works for data with high SNR. But stacking of absolute values does not suppress noise (the noise suppression is the main advantage of migration techniques) as effectively as stacking both positive and negative valued waveforms.

An extensive analysis of location issues related to source mechanisms, acquisition geometry and other imaging conditions was given by Zhebel (2014).

To resolve this problem, one can account for polarities of a signal while applying the stacking procedure. The polarities of a potential microseismic event can be estimated by computing the SMT at every image point and every potential origin time using the least squares inversion of the amplitudes corresponding to the traveltime moveout (i.e. waveform amplitudes A_R from Equation 1).

Sipkin (1982) showed that the SMT efficiently computed by the means of least-squares inversion method. The SMT can be represented in a vector form \mathbf{M} with 6

independent components explained later in [Section 2.2.1](#). This allows writing the following formula (Sipkin, 1982)

$$\mathbf{M}(\mathbf{r}) = \left(\sum_{R=1}^{N_R} \mathbf{G}_R^T(\mathbf{r}) \mathbf{G}_R(\mathbf{r}) \right)^{-1} \mathbf{d}(\mathbf{r}), \quad (2)$$

where $\mathbf{G}_R(\mathbf{r})$ represents a vector of spatial derivatives (with the order of components defined by the moment tensor vector form) of elastodynamic Green's function at receiver R and $\mathbf{d}(\mathbf{r})$ is a vector obtained from amplitudes of the corresponding waveforms

$$\mathbf{d}(\mathbf{r}) = \sum_{R=1}^{N_R} A_R(t + T_R(\mathbf{r})) \mathbf{G}_R(\mathbf{r}). \quad (3)$$

More details on the described inversion including stability issues can be found in Zhebel & Eisner (2012, 2015) and Staněk et al. (2014) who showed that the SMT can be reliably inverted even for low SNR on individual receivers because both [Equation 2](#) and [Equation 3](#) represent stacking. Computation of the SMT requires appropriate approximation of Green's function (see, e.g., Aki & Richards, 2002; Červený, 2001) according to medium complexity and acquisition configuration.

Determination of the SMT is done for each potential origin time t and each image point \mathbf{r} as we know neither the location nor the origin time of a microseismic event. The moment tensor is then used to correct polarities of the stacked amplitudes while constructing an improved 4-D image function

$$F(\mathbf{r}, t) = \left| \sum_{R=1}^{N_R} \phi_R(\mathbf{r}) A_R(t + T_R(\mathbf{r})) \right|, \quad (4)$$

where ϕ_R represent correction coefficients

$$\phi_R(\mathbf{r}) = \text{sign}(\mathbf{M}(\mathbf{r}) \mathbf{G}_R(\mathbf{r})), \quad R = 1 \dots N_R, \quad (5)$$

which selectively reverse signs of the amplitudes A_R and allow constructive interference of signal amplitudes.

Hence, imaging of a non-explosive sources (e.g. shear sources) with the image function $F(\mathbf{r}, t)$ has an advantage compared to standard image function $F_0(\mathbf{r}, t)$ since the stacking is enhanced by constructive interference and improved noise suppression.

Finally, location and origin time are set to the maximum within 4-D volume, represented by function $F(\mathbf{r}, t)$. If it is necessary to determine only event location or 4-D search is time consuming, a potential alternative is to collapse the time dimension by stacking of squared function values over t :

$$F_s(\mathbf{r}) = \sum_t F^2(\mathbf{r}, t). \quad (6)$$

This will leave only spatial dependence, thus the most likely event location will correspond to the grid node with maximum value of function $F_s(\mathbf{r})$. The idea of summation of squared image function values follows from path-integral seismic imaging (Landa et al., 2006).

The described procedure allows determination of the source location from the data without picking of arrivals on individual traces. However, this approach implies that the

time window of processed data must contain only one seismic event, otherwise multiple event signatures will superimpose and location may become biased.

2.1.3 Joint event detection

Microseismic data always contain scattered energy and noise which may result in multiple local maxima of $F(\mathbf{r}, t)$. Therefore, a certain criterion is required to identify the maximum of the stack function that detects a microseismic event and corresponds to the first arrival (i.e. the true origin time and location) as well as to define resolution limits for detecting multiple events jointly. For this purpose a new joint detection algorithm was developed.

For every time t the maximum of the image function over all potential locations is evaluated (thus only one event at any given time t is assumed):

$$F_t(t) = \max_{\mathbf{r}} F(\mathbf{r}, t). \quad (7)$$

The leading local maxima of the function $F_t(t)$ (later on referred to it as the maximum stack function or MSF) occur at the origin times of microseismic events. These local maxima can be found by triggering algorithms, usually used for automatic picking of seismic signal, for instance, the STA/LTA (Short Term Average / Long Term Average) method (e.g., Withers et al., 1998; Trnkoczy, 2002). Local maxima are detected by measuring the ratio of average stack values in short and long sliding time windows and comparing this ratio with the pre-defined STA/LTA threshold. As seismic waves scatter at the near-surface or along the path, there can be multiple extrema in the MSF corresponding to later arrivals. Therefore, it is necessary to make sure that only the first (leading) maximum in a group is identified for event detection and location.

Obviously, the number of picked events will depend on the SNR of the function $F_t(t)$, measured by the STA/LTA. If the STA/LTA threshold is too high, too few events will be detected, but there will be a high certainty that the detected events are real. If a too low threshold is used, false events will be detected as real (Thornton & Eisner, 2011).

2.1.4 Evaluation of detection reliability

Discrimination of a real event from a false event can be improved by additional information beyond SNR. High SNR values can be caused by local high amplitude noise spikes on several receivers, hence high SNR triggers are validated using semblance (or semblance coefficient) of amplitudes A_R corrected by polarity coefficients ϕ_R :

$$S(\mathbf{r}, t) = \frac{\left[\sum_{R=1}^{N_R} \phi_R(\mathbf{r}) A_R(t + T_R(\mathbf{r})) \right]^2}{\sum_{R=1}^{N_R} [\phi_R(\mathbf{r}) A_R(t + T_R(\mathbf{r}))]^2}. \quad (8)$$

Equation 8 is a simplified and generalized definition of semblance introduced by Neidell & Taner (1971) who showed that this coherency measure represents a ratio of signal energy to total energy of a dataset. Semblance values range from 0 to 1. High semblance values close to 1 indicate that the trigger is likely to be a real event because its signal is recorded on majority of receivers and the high stack value does not result from few noisy receivers (common problem in surface monitoring). Small semblance indicates the opposite situation, when amplitudes consist mainly from random noise and their sum is close to zero. Computation of semblance for each detected event allows validation of these events according to the pre-chosen semblance threshold.

2.1.5 Location of detected events

After an event has been detected, validated and its origin time t_0 has been determined, the location can be obtained using a 3-D image function slice for t_0 :

$$F_{\mathbf{r}}(\mathbf{r}) = F(\mathbf{r}, t_0). \quad (9)$$

The function $F_{\mathbf{r}}(\mathbf{r})$ can be regarded as an approximation of a likelihood function and its maximum is then associated with the most likely hypocenter location of a detected event. However, accuracy of this approach is limited by the step of a spatial grid.

To overcome this problem one can transform the image function slice $F_{\mathbf{r}}(\mathbf{r})$ in the following manner:

$$P(\mathbf{r}) = C \cdot \exp \left[-\frac{\left(F_{\mathbf{r}}(\mathbf{r}) - \max_{\mathbf{r}} F_{\mathbf{r}}(\mathbf{r}) \right)^2}{2\sigma^2} \right], \quad (10)$$

i.e. one can construct a distribution that will be close to normal (Gaussian). The value σ in Equation 10 is a standard deviation of values of function $F_{\mathbf{r}}(\mathbf{r})$, and C is a normalizing constant, selected such that the sum of $P(\mathbf{r})$ function values for a volume defined by location grid is equal to 1. In other words function $P(\mathbf{r})$ satisfies the integral property of probability density (see, e.g., Tarantola, 2005). Thus, the most likely event location coordinates are then defined from the following relations:

$$x_0 = \sum_x \left(x \cdot \sum_{y,z} P(\mathbf{r}) \right), \quad (11)$$

$$y_0 = \sum_y \left(y \cdot \sum_{x,z} P(\mathbf{r}) \right), \quad (12)$$

$$z_0 = \sum_z \left(z \cdot \sum_{x,y} P(\mathbf{r}) \right). \quad (13)$$

An advantage of using function $P(\mathbf{r})$ is that the determined location coordinates are not restricted to the nodes of a spatial grid. Another useful benefit is a possibility of estimation of the location error as

$$\sigma_x = \pm \sqrt{\sum_x \left((x - x_0)^2 \cdot \sum_{y,z} P(\mathbf{r}) \right)}, \quad (14)$$

$$\sigma_y = \pm \sqrt{\sum_y \left((y - y_0)^2 \cdot \sum_{x,z} P(\mathbf{r}) \right)}, \quad (15)$$

$$\sigma_z = \pm \sqrt{\sum_z \left((z - z_0)^2 \cdot \sum_{x,y} P(\mathbf{r}) \right)}. \quad (16)$$

Positional uncertainties are driven by an SNR of events. In surface acquisition, the vertical uncertainty is more sensitive to noise due to the origin time-depth trade-off. However, both horizontal and vertical uncertainties decrease rapidly with an increasing SNR (Thornton & Eisner, 2011).

2.1.6 Computation of the moment tensor

Complete imaging of each detected and located event requires determination of its source mechanism. For this purpose one can compute for each receiver the arrival time of a wave propagated from the determined event's hypocenter \mathbf{r}_0 and corresponding to the determined event's origin time t_0 . The waveform sample corresponding to the computed arrival time for each receiver is determined by interpolation of the relevant data trace (in a simplified case the closest time sample is determined and the corresponding waveform amplitude is taken).

The set of amplitudes acquired in such a manner can be used for construction of the SMT (see Equation 2 and Equation 3), which in turn characterizes the source mechanism of a microseismic event.

2.2 Source mechanism characterization of microseismic events

Determination of event locations and magnitudes helps in estimation of the geometry of the fracture zone and dynamics of the fracturing process. With sufficient resolution, the hypocenters may even reveal failure planes or other underlying structures controlling the distribution of events and of interest to petroleum engineers to test various hypotheses on fracture growth (Baig & Urbancic, 2010). However, determination of the SMT over the fracture zone opens up new dimensions in understanding the processes underlying the fracturing as it is a direct representation of the strain in the immediate vicinity of the hydraulic fracture.

The SMT can be used to identify the state of stress in the vicinity of the treatment, volumetric failure mechanisms and the potential failure planes, especially for microseismicity induced by hydraulic fracturing or other injection treatments (Baig & Urbancic, 2010).

2.2.1 Seismic moment tensor

The term 'seismic moment tensor' has been already introduced in Section 2.1.2. This section, however, contains a brief theoretic background which aims to explain the moment tensor components and show how the source mechanism of a microseismic event can be characterized by these components.

The SMT is a tensor of rank 2:

$$\mathbf{M} = \begin{pmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{pmatrix}, \quad (17)$$

where each element M_{ij} (i and j indicate directions along x , y and z axes) represents a force couple composed of opposing unit forces pointing in the i -direction, separated by an infinitesimal distance in the j -direction (Figure 1).

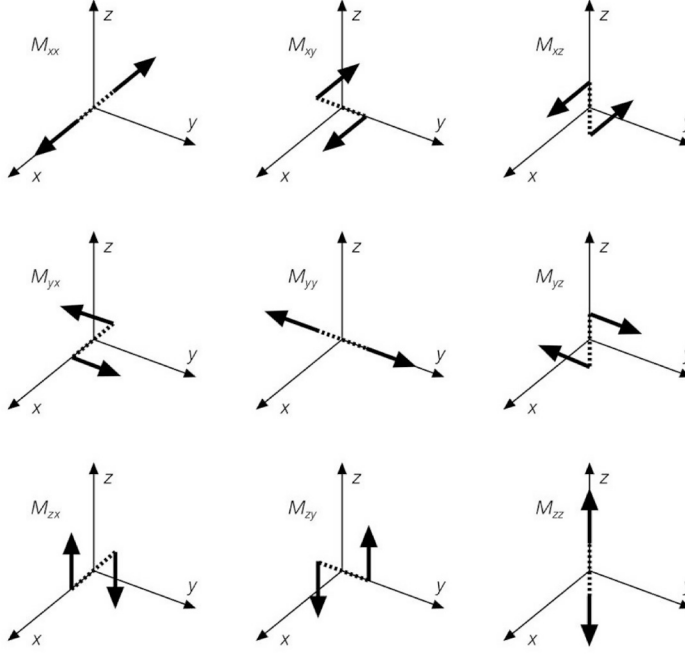


FIGURE 1 Seismic moment tensor components represented as force couples (from Stein & Wyession, 2003).

Due to symmetry which follows from conservation of angular momentum (Aki & Richards 2002), the SMT is a symmetric tensor and has 6 independent components. It can be written in a vector-like form (utilized earlier in [Equation 2](#))

$$\mathbf{M} = \begin{pmatrix} M_{xx} \\ M_{yy} \\ M_{zz} \\ M_{xy} \\ M_{xz} \\ M_{yz} \end{pmatrix}. \quad (18)$$

The moment tensor provides a general representation of body forces acting in a continuous elastic medium as a point source. Although the moment tensor is an idealization, it has proven to be a good approximation for modelling the distant seismic response (i.e. a good far-field approximation) for sources that are small compared with the observed seismic wavelengths (Shearer, 2009). The moment tensor determines the radiation pattern of any seismic event and enables an effective representation of the microseismic source mechanism.

The SMT can be decomposed (non-uniquely) into three components (e.g., Shearer, 2009). The double-couple (DC) component corresponds to a pure shear mechanism. The isotropic (volumetric) component describes the volumetric strain (i.e., explosion or implosion). The compensated linear vector dipole (CLVD) component describes two strains: along one axis and along the other two (partially describing crack opening or crack closure).

2.2.2 Shear source mechanism

An earthquake is often modelled as slip on a fault, i.e. a discontinuity in displacement across an internal surface in a continuous elastic medium. The fault plane is defined by its strike (ϕ , the azimuth of the fault from north where it intersects a horizontal surface) and dip (δ , the angle between the fault plane and a horizontal plane). The rake, λ , is the angle between the slip vector and the strike. Horizontal motion between vertical fault surfaces is termed strike-slip and vertical motion along a vertical fault plane is called dip-slip. The strike ($0 \leq \phi < 360^\circ$), the dip ($0 \leq \delta \leq 90^\circ$), the rake ($0 \leq \lambda < 360^\circ$), and the size of the slip vector, D , define the most basic event focal mechanism: a fully shear failure. It can be shown that the seismic waves radiated from such a failure can be modelled with a double-couple source, the equivalent body force representation of the displacement field (Shearer, 2009). Hence the shear source mechanism is fully described by the DC-component of its moment tensor. A pure double-couple moment tensor has zero trace and zero determinant.

Because of the symmetry of the SMT, there are two fault planes that correspond to a double-couple model. This is a fundamental ambiguity in inverting seismic observations of shear sources. There are two fault planes that are consistent with far-field seismic observations in the double-couple model. The real fault plane is termed the primary fault plane; the other is termed the auxiliary fault plane. This ambiguity is not a defect of the double-couple model (which has been shown to provide an excellent match to seismic observations) but reflects the fact that both faults produce exactly the same seismic displacements in the far field.

Distinguishing between the primary and auxiliary fault planes requires examination of factors that go beyond a point source model or use of other information, such as aftershock locations or observed surface rupture (Shearer, 2009). In this study the primary plane was defined as the plane with the steeper dip.

2.2.3 Source mechanism diagrams

A common way to represent a shear source mechanism is through so-called ‘beach-ball diagrams’. These diagrams originate from the early days of earthquake seismology when focal mechanisms were estimated from P-wave and S-wave first-motion data. The diagrams in [Figure 2a](#) present a lower-hemispheric projection of P-wave and S-wave first motion data, showing the partitioning of the lower focal hemisphere into regions where the first motion is compressional (dark quadrants) from regions where the first motion is dilatational (light quadrants). In [Figure 2a](#) the orientation of the small arrows shows the direction of first motion. Their length is proportional to the wave amplitude. The primary and auxiliary fault planes are shown as bold lines and the compressional quadrants are shaded. P-wave first motions are outward in the compressional quadrant and inward in the dilatational quadrant with nodal lines in between. The S-wave first motions are generally outward from the pressure axis and aims toward the tension axis. There are six nodal points ([Figure 2a](#)) and no nodal lines in S-wave focal diagram (Yanovskaya, 2008; Shearer, 2009).

This presentation of earthquake focal mechanisms leads to classic beach-ball patterns that characterize different types of faulting and its spatial orientation, such as strike-slip, normal, reverse and oblique slip ([Figure 2b](#)). In [Figure 2b](#) the lower half of the focal sphere is shown in the left column, with the compressional quadrants shaded. The

block diagrams on the right show the two fault geometries (the primary and auxiliary fault planes) that could have produced the observed radiation pattern (Shearer, 2009).

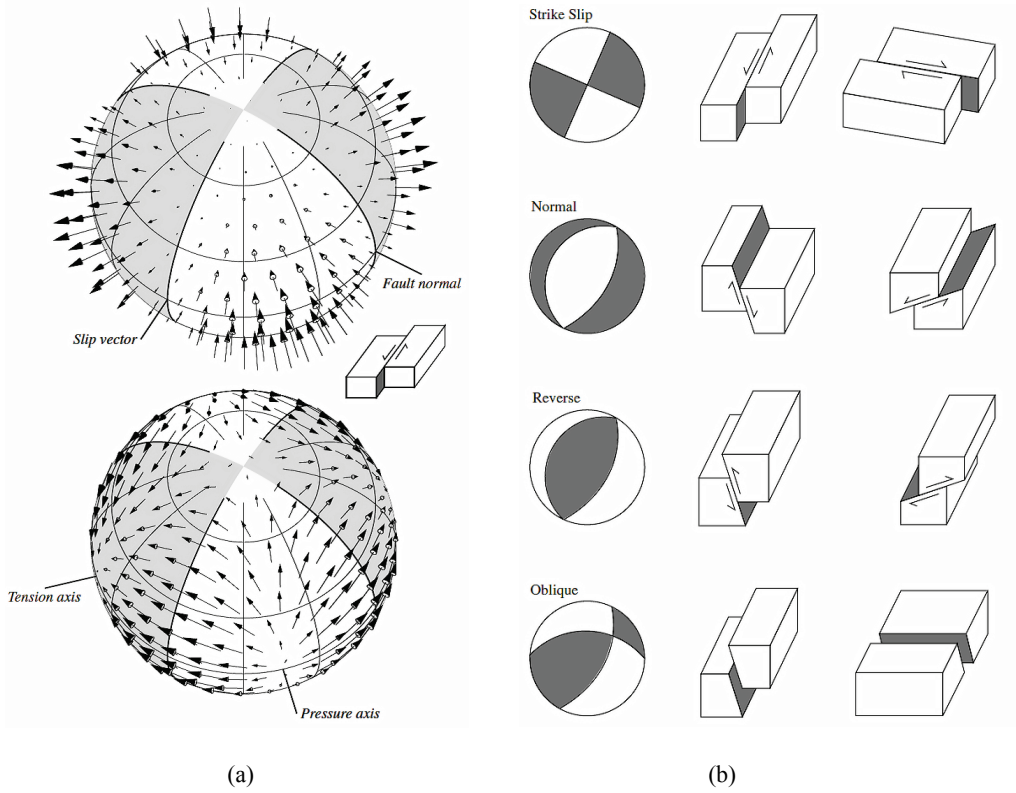


FIGURE 2 (a) The far-field radiation pattern for P-waves (top) and S-waves (bottom) for a double-couple source and (b) examples of beach-ball diagrams: focal spheres and their corresponding fault geometries (from Shearer (2009)).

2.3 Enhancement of semblance for real microseismic event amplitudes

A challenge in diffraction stacking (and other migration-based approaches) is that only a few or even just one seismic trace with high amplitude noise may result in high value of the stack leading to a spurious detection, the so-called ‘false positive’ (Thornton & Eisner, 2011). As already mentioned in Section 2.1.4, such false positives can be avoided by semblance computation.

Semblance has higher values for microseismic events with similar amplitudes on all samples (traces) of the monitoring array included in the stacking. In comparison to simple stack methods, computation of semblance can help to detect lower SNR events as it takes into account not only the SNR, but also the coherency of signal amplitudes. However, the source radiation pattern of shear events results in very low semblance values for direct P-waves (AXV; AXVI). In order to achieve high semblance values in this case, the amplitudes must be corrected for the source radiation pattern.

In addition, source mechanisms determined for each potential location can serve as a prediction for the selection of traces with higher SNR and eliminating traces that do not contribute to the stack due to low signal.

2.3.1 Correction of amplitudes due to radiation pattern

According to Equation 8, semblance values range from 0 to 1. The minimum semblance value is obtained for a set of amplitudes with a zero sum (or a zero average), for example, when the amplitude set consists of random Gaussian noise or belongs to a radiation pattern of an event with double-couple source mechanism, symmetrically sampled around the nodal lines.

The semblance reaches maximum value when the set of amplitudes is uniform, that is, all amplitudes are equal. This means that the semblance computed from amplitudes corresponding to a source with directionally dependent polarity can never reach the maximum value.

Therefore, in order to compensate for non-uniformity of amplitudes and to increase semblance values, a new methodology has been proposed, which involve correction of gathered raw amplitudes using not only polarity, but the full radiation pattern derived from the SMT obtained from these raw amplitudes.

Let A_R be, as earlier, the initial observed amplitude at a receiver R due to a seismic event. Then let B_R be modelled amplitude computed for the receiver R corresponding to a moment tensor \mathbf{M} inverted from all amplitudes A_R using Equation 2 and Equation 3:

$$B_R = \mathbf{M}\mathbf{G}_R. \quad (19)$$

The semblance enhancement can be achieved by using a set of amplitudes fully corrected by the radiation pattern

$$A_R^F = \frac{A_R}{B_R} \quad (20)$$

rather than just polarity compensation

$$A_R^P = A_R \cdot \text{sign}(B_R). \quad (21)$$

The effect introduced by these amplitude corrections is illustrated in Figure 3, where the three amplitude sets (A_R , A_R^P and A_R^F) are distributed over a star-like realistic receiver array. The value of semblance for raw amplitudes without any correction (Figure 3a) is close to 0 as they have an average close to 0. The semblance value for a set of amplitudes with corrected polarity (see Equation 21 and Figure 3b) is significantly higher and reaches a value of 0.657 as these amplitudes are mostly positive. Finally, Figure 3b shows an example of amplitudes corrected according to Equation 20. In this case the semblance does not reach the maximum value of 1 only because the normalizing amplitudes B_R do not account for the effect of geometrical spreading.

This simple numerical example shows that a significant increase of semblance values is driven by the full correction of amplitudes due to the radiation pattern. The amplitude non-uniformity due to the geometrical spreading introduces a negligible difference of about 1% (0.009) of semblance maximum.

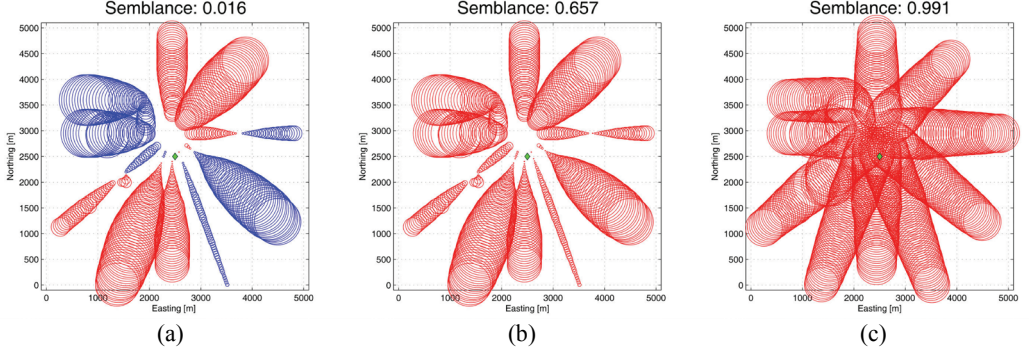


FIGURE 3 Comparison of semblance values for synthetic event amplitudes: (a) original amplitudes; (b) amplitudes with corrected polarity; (c) amplitudes fully corrected by radiation pattern. Red and blue circles represent correspondingly negative and positive amplitudes at each receiver. The size of each circle is proportional to the amplitude. The green diamond in the middle shows the event epicenter.

2.3.2 Receiver selection strategy

In a real field dataset the receivers in the vicinity of the nodal lines contain no or very low signal. Also some other receivers may be very noisy due to local source of noise such as injection pumps, roads etc. Such receivers have low SNR and deteriorate the semblance values as the noise is scaled up with the low values of B_R of Equation 20. This is particularly obvious for receivers close to nodal lines where predicted signal amplitude is very low (in far field approximation). The signal on these receivers is dominated by noise which is further increased by low normalizing amplitudes predicted by the radiation pattern (small B_R value compared to A_R value in Equation 20). The seismic noise from pumps, roads etc. could seriously affect the results. To overcome this, the receiver selection strategy is proposed, which is done in two steps, as shown in the workflow diagram in Figure 4.

At the first step we select only the receivers where high signal amplitudes are expected (away from nodal lines). At the second step we select the receivers with small difference between observed and expected amplitudes (i.e. small difference between A_R and B_R in Equation 20). This effectively eliminates receivers where the signal is dominated by noise.

It is important to notice, that receiver selection influence only the semblance computation. The algorithm of initial determination of the source mechanism still utilizes all available receivers.

The proposed receiver selection strategy is represented in a workflow diagram shown (Figure 4). It is designed to enhance semblance for real events. Therefore it improves the algorithm of event validation described in Section 2.1.4 and thus the overall reliability of event detection.

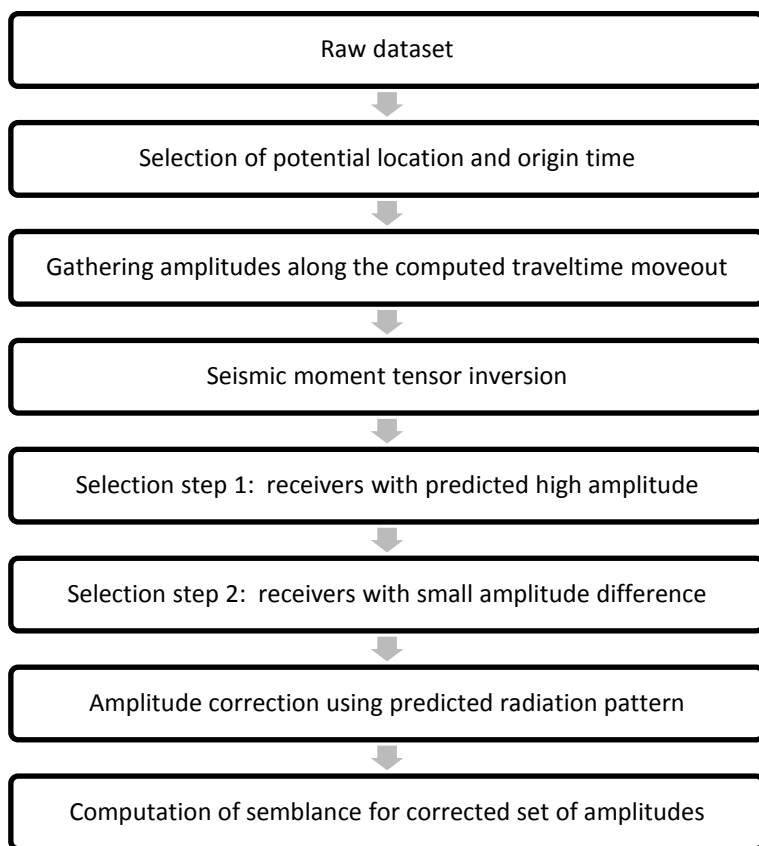


FIGURE 4 A workflow diagram showing algorithm with a receiver selection strategy developed for enhancement of semblance for real microseismic event amplitudes.

3 EXPERIMENTAL RESULTS

The DSMTI method was applied to a real field dataset gathered during microseismic monitoring performed on hydraulic fracturing of the Woodford gas shale reservoir in Oklahoma, USA. This case study does not attempt any advanced interpretation from geological, petrophysical or engineering point of view and is mainly devoted to benchmarking of the DSMTI method.

3.1 Geological background

The Arkoma basin is one of the most prominent gas production areas within the territory of the USA. It stretches from East to West through the Oklahoma and Arkansas states (Figure 5) and represents a Paleozoic sedimentary basin (mostly Late Devonian in age) with several sedimentary stages (Cardott, 2013). From all the members of the Arkoma sedimentary sequences the Woodford formation (also known as Chattanooga formation in Arkansas) is clearly the most gas and oil productive (Spötl et al., 1998). Besides the Arkoma basin, the Woodford shales are found throughout Oklahoma and Arkansas, with other prominent basins being the Ardmore and Anadarko.

Sedimentation of the Woodford started in epeiric seas (Agrawal, 2009) and as the sea level was rising the organic content was increasing. The thickness of the Woodford varies between 15 and 67 m in the Arkoma basin (Agrawal, 2009), while, according to Cardott (2013) it could exceed 90 m in the Anadarko basin. The thickness is generally the smallest in the center of the basin and increases to the edges. The depths of the formation are between 2000 and 4000 m (Guo et al., 2010).

From the stratigraphical point of view the Woodford formation is divided into three main units – Upper, Middle and Lower based on palynomorphs, geochemistry and log signatures (Cardott 2013). Organic-rich shales are in the Upper and Middle units.

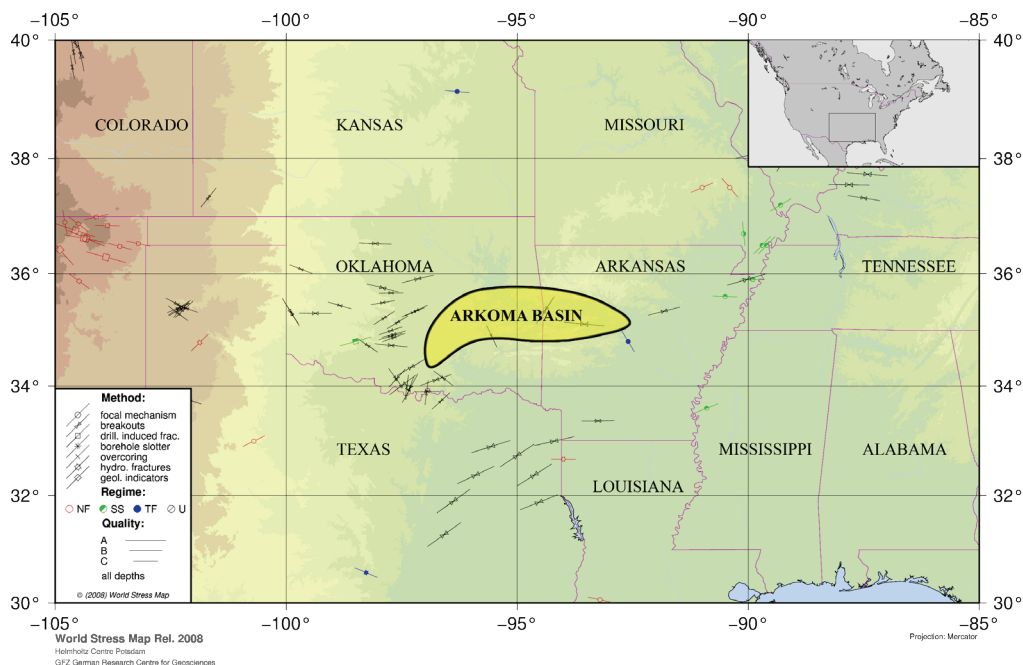


FIGURE 5 The directions of stress field in Oklahoma and surroundings (Heidbach et al., 2008) and the extent of the Arkoma basin within the territory of Oklahoma.

Outcrops of Woodford show black to grey brittle shales with distinct natural fracturing with three sets of fractures. The first set is roughly parallel to the dip direction of the bedding plane. The second set is parallel to the dip of the bedding and the third set is oblique to the strike and fold axis of the formation (Cardott, 2008; Agrawal, 2009).

Within the production area in depth, two main fracture systems are found – the primary E-W system and the secondary ENE-WSW (Waters et al., 2009). The secondary fracture system indicates the direction of the maximum horizontal stress. This direction corresponds to the prevailing maximum stress direction (Figure 5) in broader surrounding as reported by the World Stress Map project (Heidbach et al., 2008). The induced fractures on image logs and microseismic imaging of hydraulic fractures also show this orientation (Waters et al., 2009).

3.2 Acquisition configuration

The acquisition configuration of microseismic monitoring experiment is shown in Figure 6. Ten lines (arms) of a star-like surface array of geophones recording a vertical particle velocity were used to gather passive seismic data. The number of geophones per arm varied between 54 and 122, with 911 geophones in total. The average distance between receivers was 23 m. A rectangular box in Figure 6 outlines the zone of interest around lateral parts of wells, where majority of events were expected to be located.

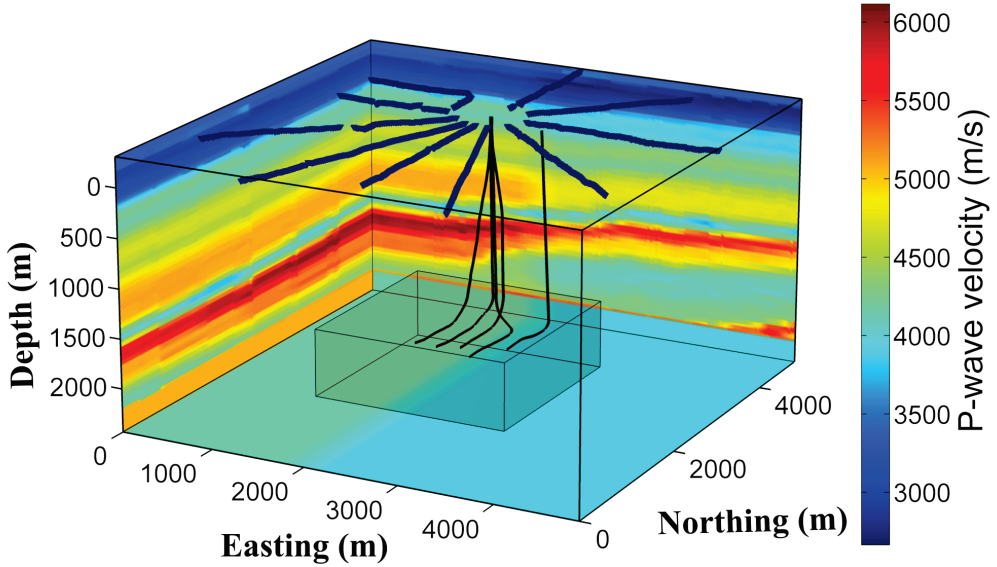


FIGURE 6 The acquisition configuration of microseismic monitoring: a star-like surface array of seismic receivers and production wells in the 3-D isotropic P-wave velocity model. The rectangular box shows the zone of interest around lateral parts of wells.

3.3 Velocity model calibration

For this case study a 3-D heterogeneous isotropic P-wave velocity model was provided (Figure 6). The model was derived from an active seismic acquisition, adjusted with available sonic logs and implied a sufficiently good medium image at the depth of the hydraulic fracture stimulation. Spatial discretization of the model was 22.86 m (or 75 ft.). The P-wave traveltimes from receivers to subsurface grid nodes were computed by a 3-D implementation of the fast sweeping method (FSM) for the eikonal equation (Zhao, 2005).

In order to calibrate the provided velocity model and get more reliable event location results the DSMTI method was applied to data recorded during four perforation shots (with known locations), corresponding to a single stage of a production well located horizontally near the center of the receiver array.

Figure 7 shows true locations of perforations with green dots, whereas the hypocenters obtained by the DSMTI are denoted with red crosses sized by the location uncertainty. Lateral deviations of locations from the true positions did not exceed 50 m, however, the perforations were located much deeper than the wells.

In order to compensate for the wrong depth, it was decided to calibrate the velocity model by increasing velocity values in each grid node of the whole model by 5%. The updated perforation shot locations for the calibrated model are shown in Figure 7 with blue crosses.

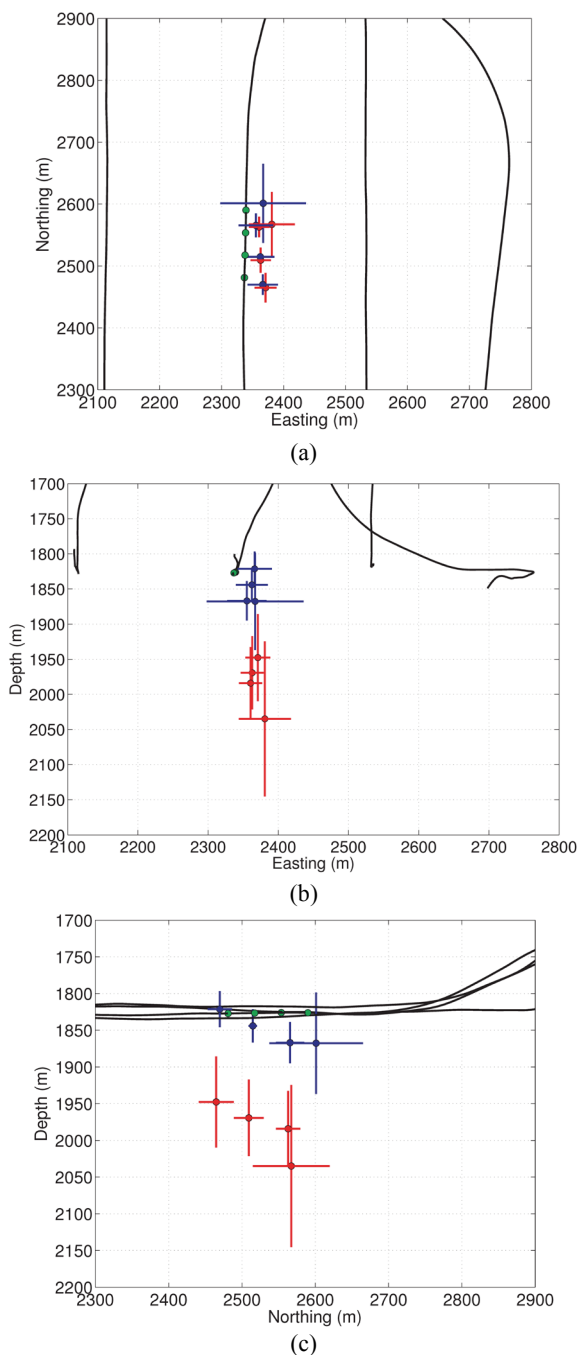


FIGURE 7 Locations of 4 perforation shots obtained by the DSMTI: (a) top view; (b) view from the south; (c) view from the east. Actual locations of perforation shots are shown with green dots; shots located using initial uncalibrated model are shown with red crosses sized by uncertainty in the locations. Blue crosses show locations obtained using calibrated velocity model.

The absolute difference of locations in the calibrated model and the true positions are less than two standard deviations indicating that the calibrated velocity model is reliable within the uncertainty of the located events. The 5% velocity increase is significant considering usual accuracy of active seismic models, however the model is isotropic and the 5% increase may compensate for a possible vertical transverse isotropy (VTI) type of anisotropy. The slight bias of the located perforations to the east (probably caused by complexity in the near-surface) can be eliminated by application of static time corrections. However, this step was not applied in this study as it is non-essential.

The moment tensors determined for each of the perforations were dominated by non-shear components of the source mechanisms, with a volumetric percentage close to 40%, a DC percentage around 30% and a CLVD percentage of 30%. This is consistent with the expected non-shear character of the perforation shot mechanism. Information about exact origin times of perforations was unavailable, hence it was not possible to check the accuracy of the determined origin times.

3.4 Benchmarking of locations

For the purpose of evaluating the accuracy of locations obtained by the DSMTI, a benchmark test was designed for microseismic events that are visible on individual seismic traces. In total 34 microseismic events of a highest SNR were selected from the available data. Figure 8 is an example of seismic traces with one of those microseismic events.

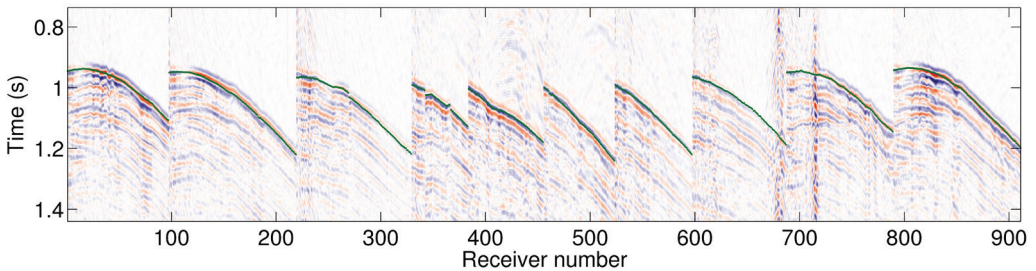


FIGURE 8 Seismic records show the signal corresponding to one of 34 selected strong events. The green curve shows traveltimes computed for event's location and origin time determined by the DSMTI.

For each of the selected events two location methods were independently applied: the DSMTI method and a traveltime maximum likelihood (TML) method (Eisner et al., 2010). The latter is based on maximum likelihood principle formulated for a misfit between manually picked first arrivals and traveltimes calculated for a reference velocity model. Since TML uses traveltimes from manual picking, it is believed to provide a more reliable location of event and, hence, can be used as a reference method for benchmarking.

Comparison of locations obtained with these two methods is shown in Figure 9, where red circles represent the TML locations and blue circles are the DSMTI locations. Two positions for each event are connected with a black line.

The average lateral location difference is around 30 m and does not seem to show a systematic bias (deviations appear to be random). As expected, the vertical accuracy is lower: the average vertical location difference is around 75 m, i.e. about 2.5 times greater,

which is consistent with results of Eisner et al. (2010). The DSMTI locations appear to be shallower.

The detailed analysis of the microseismic dataset reveals that signals at greater offsets have amplitude peaks at lower frequencies. This is consistent with the effect of attenuation of direct body waves (Eisner et al. 2013). Thus, the observed bias of the DSMTI locations can be explained by the influence of the signal attenuation. The lower peak frequency of a signal at greater offsets causes a steeper moveout curve of the peak amplitudes when compared to a curve through arrival time picks. Therefore, locations based on stacking along peak amplitudes automatically have shallower depths (corresponding to steeper moveouts). The green curve in [Figure 8](#) shows traveltimes computed for event's location and origin time determined with the DSMTI method. These traveltimes fit the largest amplitudes hence resulting in a slightly modified moveout (relative to the first arrivals) as the signal waveforms recorded by receivers with greater offsets have lower peak frequencies.

A similar behavior of the diffraction stacking location technique was discussed in [AVII–AX](#), where the method was applied to synthetic low-frequency microtremors and located the modelled seismicity shallower than the actual microtremor emission zone.

The TML method based on manually picked first arrivals does not suffer as much from the same vertical bias since the attenuation does not affect (as severely) the onsets of the arrivals.

The velocity model calibration based on perforation shots does not fully account for the attenuation effect as the perforations and the induced microseismic events usually have different frequency content (Einšpigel & Eisner 2012, 2014). This could also explain that some DSMTI located events in [Figure 9](#) do not have significant vertical bias relative to TML locations, as these events seem to have different frequency content. Further analysis is beyond the scope of this study and is subject to further research.

The conclusion from the benchmarking is that the DSMTI locations may have systematic vertical bias up to 100 m, probably related to waveform attenuation and dispersion. However, in horizontal directions the DSMTI locations don't have any observable bias and are consistent with the locations derived from manual picks.

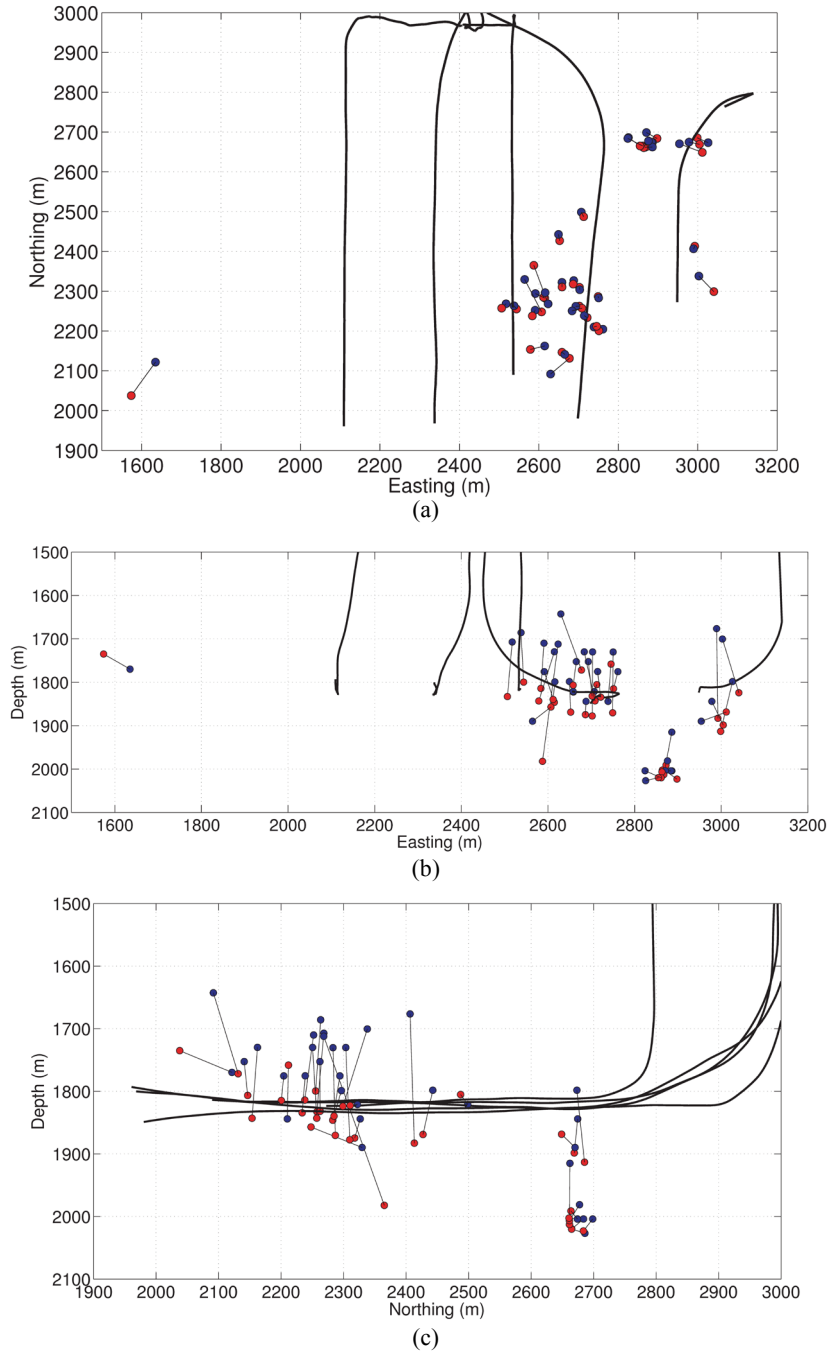


FIGURE 9 Comparison of locations of 34 selected microseismic events determined with two independent methods, TML (red dots) and DSMTI (blue dots): (a) top view; (b) view from the south; (c) view from the east. Red and blue dots corresponding to the same events are connected with lines for convenience.

3.5 Benchmarking of source mechanisms

A comparison of specific shear components of source mechanisms determined for both DSMTI and TML methods is shown in Figure 10. In the DSMTI case source mechanisms were determined from the data amplitudes gathered along trajectories of the traveltimes computed for event location. In the TML case manually picked maximum amplitudes were used.

For decomposition of a double-couple moment tensor component, the fault (primary) plane was defined as the plane with the steeper dip, and for both methods fault plane dip angles are close to 90° (Figure 10a). Dips of the second (auxiliary) plane show greater scatter in the DSMTI results since the dip of the conjugate plane is constrained to a lesser degree as its nodal line is not observed at the surface monitoring array. Disagreement in certain strike directions in Figure 10b is explained by the fact that some of the determined mechanisms are strike-slip, for which the chosen ordering of planes is not well defined (i.e. both planes are nearly vertical). However, generally the strikes of the steeper dipping planes are in a good agreement with mechanisms determined from the manually picked amplitudes.

When event arrivals are picked manually (for instance, in the TML method), phase changes along the wavefront are usually tracked. This means that manual picking provides more appropriate peak amplitudes compared to any automatic procedure. Therefore, source mechanisms obtained for TML locations are believed to be more precise than the DSMTI source mechanisms and can be used for benchmarking. As a consequence, it is assumed that the remaining differences between the two sets of mechanisms in Figure 10 result from uncertainty of the automated inversion. Hence, one can conclude that the fault plane orientations determined with the DSMTI are reliable for majority of the microseismic events and agree with the TML source mechanisms within 10 degrees.

Determined rake angles are also in a good agreement with the TML mechanisms (Figure 10c). Most of the processed events (25 of 34 tested) were dominated by rakes close to $+90^\circ$ or -90° indicating the dip-slip reverse and normal faulting and the remaining 9 events had rakes close to 0° indicating the strike-slip solutions.

Therefore, the benchmarking analysis showed that the components of the automatically determined source mechanisms responsible for shear deformations are in a good agreement with the manually determined source mechanisms, although the remaining components demonstrated lower stability for automatic procedure.

A more detailed quantitative analysis of source mechanism types requires a substantial petrophysical interpretation, which goes beyond the scope of this study.

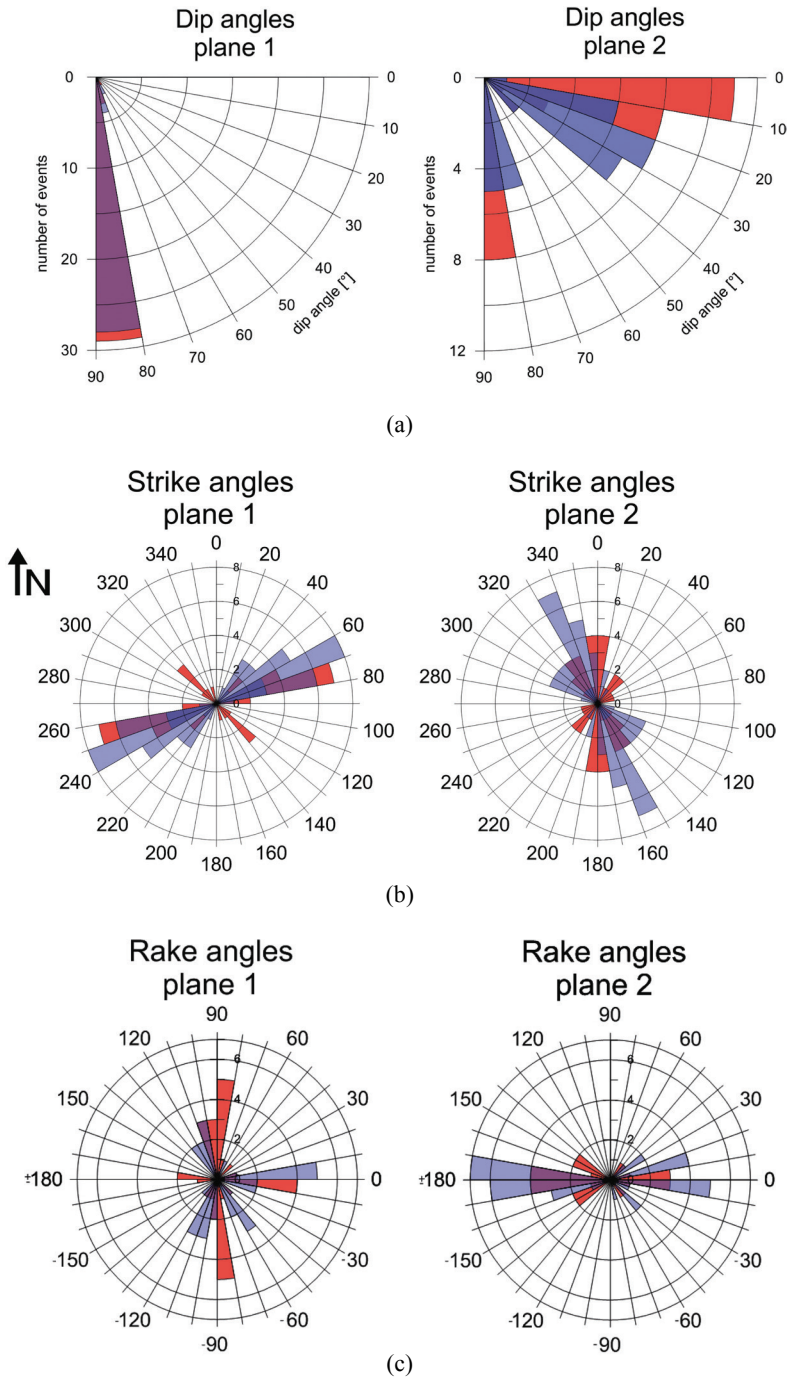


FIGURE 10 Comparison of angles describing fault geometry, derived from source mechanisms for 34 selected microseismic events. Mechanisms were obtained by two independent methods, TML (red) and DSMTI (blue). Rose diagrams show: (a) dip angles; (b) strike angles; (c) rake angles. Primary fault plane (plane 1) corresponds to the steeper dip.

3.6 Results of microseismic imaging

The DSMTI method has been applied to image microseismic events using the data from a period of three full days in the year of 2008, when several stages of hydraulic stimulation at four production wells were carried out. The detection algorithm described in [Section 2.1.3](#) was applied for automatic detection of microseismic events. An example of a detection result for a 5 min interval is given in [Figure 11a](#).

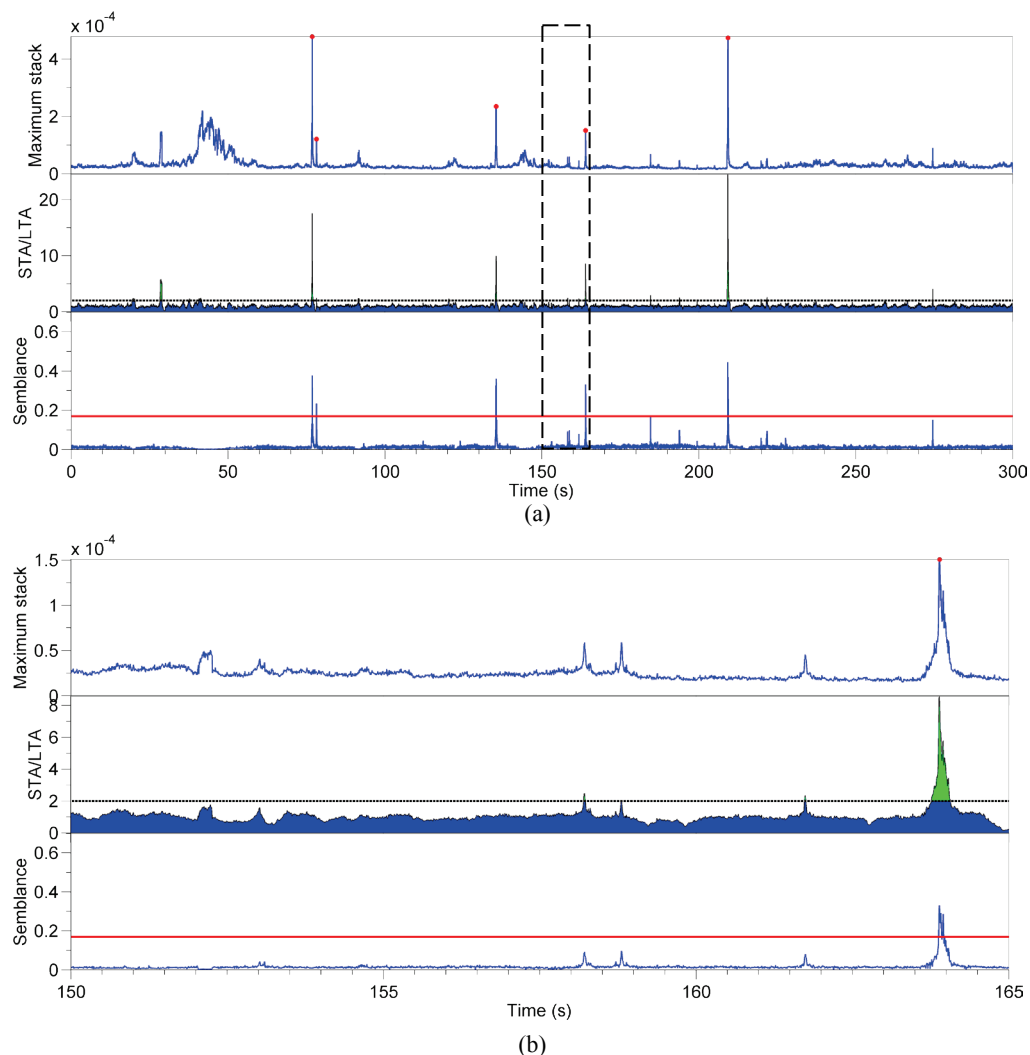


FIGURE 11 An example of detection of microseismic events: (a) a 5 min time interval; (b) a 15s window taken from the 5 min interval (dashed rectangle). On both images the upper curve is the maximum stack function with local maxima denoted with red dots; the middle curve is STA/LTA with green triggered zones; the lower curve displays the semblance; the black dashed horizontal line shows STA/LTA threshold value of 2; the red horizontal line shows semblance threshold value of 0.17.

In Figure 11a the top panel shows the MSF (i.e. the maximum stack function $F_L(t)$ defined in Equation 7). The STA/LTA algorithm was applied for triggering, so each detected event (shown in Figure 11a with red dots) corresponds to a local maximum of the upper curve provided it is inside the triggered zone (green) on the STA/LTA curve (middle panel in Figure 11a) plus it has a sufficiently high semblance (the semblance curve is shown in the bottom of Figure 11a). An STA/LTA threshold of 2 and a semblance threshold of 0.17 were selected for this example. Therefore, five events are detected, as there are five local maxima (five red dots in Figure 11a) that fulfill the trigger condition of $STA/LTA > 2$ and the semblance validation criterion $S > 0.17$.

Figure 11b demonstrates a 15 s window taken from the 5 min interval (the window is from 150 s to 165 s comprising one of the detected events). According to the STA/LTA dependence (Figure 11b), there are four triggered zones filled with green. However, only one of them have local maximum considered as a detected event, since the other three local maxima have poor semblance below the threshold. Note also a couple of local maxima in the right part of the upper curve in Figure 11b. These maxima have almost zero semblances meaning that they result from high but non-coherent noise.

It is important to mention that semblance values in Figure 11 were computed for the same set of amplitudes that form a corresponding maximum stack. Results of application of the semblance enhancement algorithm described in Section 2.3 for the same time interval are given below in Section 3.7.

Figure 12 displays the injection data involving calculated bottom hole pressure (BHP) and slurry rate (SR) plotted against a histogram of detected events in 20 min bins for a period of 24 hrs.

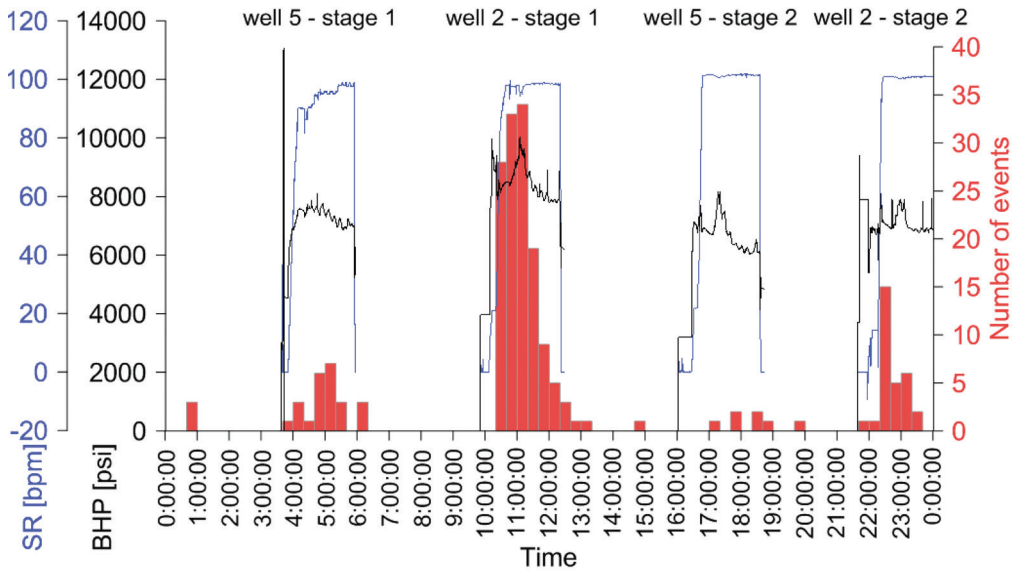


FIGURE 12 Injection data for a period of 24 hrs. represented by calculated bottom hole pressure (BHP, black) and slurry rate (SR, blue) plotted against the histogram of detected events in 20 min bins (red).

Good correlation of injection curves with the number of detected microseismic events shows that majority of events were induced by the hydraulic fracturing. This is a reasonable result that proves reliability of the suggested detection algorithm.

Furthermore, it is worth noting that all large events, i.e. the events visible on individual geophones across the array (including 34 events considered in [Section 3.4](#) and [Section 3.5](#)), were detected by this algorithm and had STA/LTA values greater than 4.

As follows from [Figure 11b](#), the semblance of 0.17 is too high and a lower threshold is necessary to detect event with low SNR. Thus, processing for a whole period of 3 days was launched using a lower semblance threshold of 0.1 based on the noise levels of computed semblances.

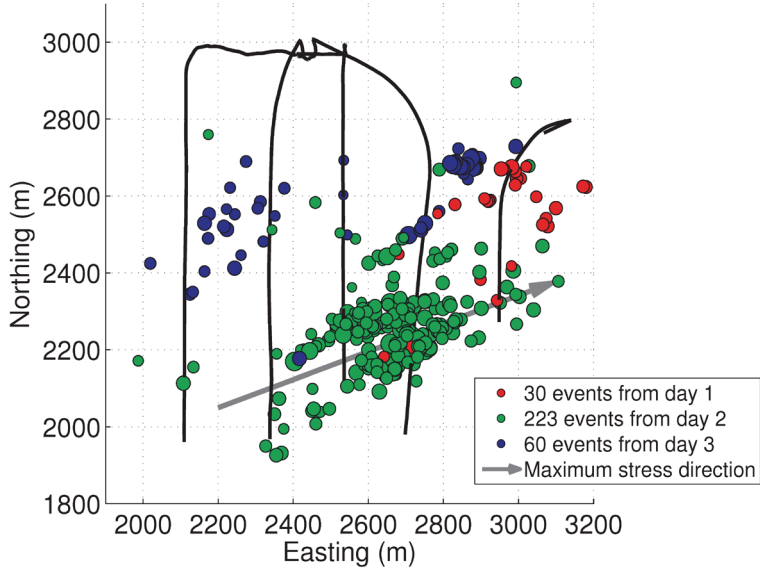
As a result, the automatic detection algorithm was able to detect 313 reliable events (i.e. events with semblance above the threshold). Magnitudes of the detected events varied from -0.3 to -1.7 , whereas an average SNR on individual seismograms varied from 1.5 to 0.07 (the SNR of the MSF varied from 45 to 2).

Staněk et al. (2014) showed on synthetic data that it is possible to reliably invert the source mechanism even from a very noisy signal (i.e. of an individual seismogram SNR up to 0.05). Therefore it is possible to conclude that the source mechanisms determined by the DSMTI for majority of detected events are reliable.

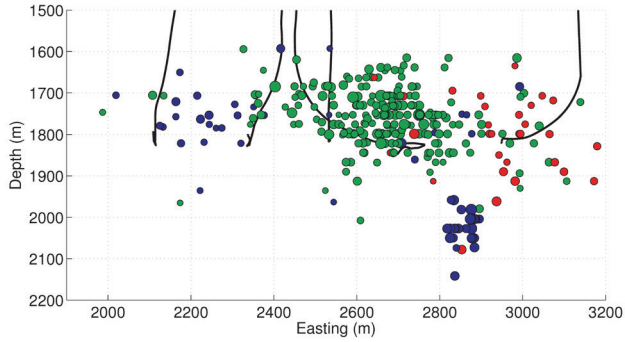
[Figure 13](#) shows locations of 313 microseismic events color-coded by a day when they were detected. Thus, majority of events occurred during day 2 (223 events, green), 60 events were detected within day 1 (red) and 30 events within day 3 (blue). The group of green events corresponds to a period when the southern sections of the second and third well from the west were stimulated. These microseismic events formed trends at approximately 70° NE consistent with a regional direction of the maximum horizontal stress, shown with grey arrow (see [Figure 13](#), also [Figure 5](#) and [Section 3.1](#)). One can distinguish several parallel trends suggesting at least three separate parallel fractures developed from this perforation cluster.

The events seem to grow from the stimulated area but they are located approximately 100 m above the stimulated wells, although this might result from the vertical bias observed during the benchmark test.

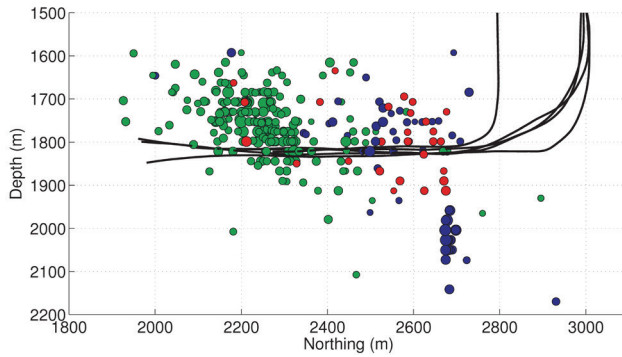
[Figure 13c](#) shows a group of blue events located deeper than the others. The analysis of mechanisms showed that this group had mainly strike-slip type of mechanism, whereas other groups were described mainly by dip-slip mechanism.



(a)



(b)



(c)

FIGURE 13 Locations of 313 microseismic events detected by the DSMTI during a period of 3 days: (a) top view; (b) view from the south; (c) view from the east. Event locations are color-coded by a day when events were detected. Grey arrow shows the direction of maximum horizontal stress.

Figure 14 shows polarities and amplitudes as well as beach-ball diagrams for two events representing shear parts of the inverted source mechanisms.

Figure 14a corresponds to a dip-slip source mechanism type. Figure 14b shows a strike-slip source mechanism type, which is common for the mentioned group of blue events from day 3 located at a greater depth.

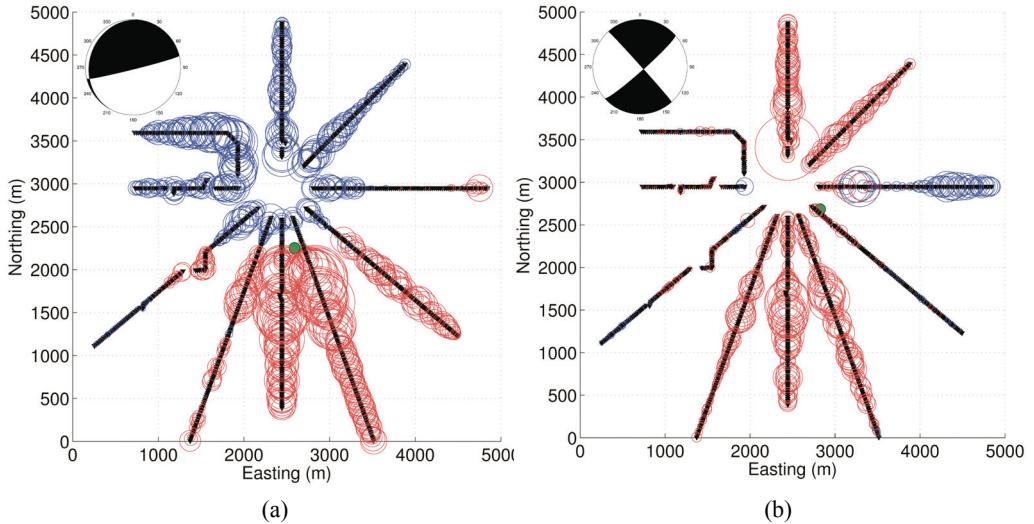


FIGURE 14 Polarity and relative amplitudes corresponding to the moveouts of two microseismic events representing two fault types: (a) dip-slip; (b) strike-slip. Green dots indicate the event's epicenters. Blue circles represent downward motion, red circles represent upward motion, and circle sizes are proportional to the relative sizes of the observed amplitudes.

The described methodology involves joint detection, location and source mechanism inversion and clearly implies that resource-intensive computations are necessary. However, the software developed during this research was optimized such that processing of a single full day of continuous microseismic data took approximately 2 days on a machine with 32 cores (including traveltimes computations in the 3-D heterogeneous velocity model). Roughly estimated, 64 cores will enable almost real-time processing. Moreover, the process is fully automated and does not require any human interaction. All these features make the DSMTI method conceptually feasible to apply in a real-time microseismic monitoring of the well stimulation process.

3.7 Application of the semblance enhancement algorithm

Synthetic data tests of the developed algorithm of semblance enhancement described in [Section 2.3](#) showed that the method is stable for high noise levels, i.e. it provides a sufficiently high difference of semblance values between noise-contaminated event amplitudes and pure noise (see [AXVI](#)). Due to compensation of amplitudes and appropriate selection of receivers the algorithm increases semblance values in general, but also provides a significant difference between semblance of noise-contaminated amplitudes and semblance of pure noise amplitudes.

In order to perform a real data test, the algorithm was applied to the very same 5-min portion of continuous field data already discussed in [Section 3.6](#). Detection results shown in [Figure 15](#) are similar to [Figure 11a](#). The only difference is that semblance values in [Figure 15](#) were computed with the help of the semblance enhancement algorithm, i.e. amplitudes used for semblance computation were selected according to the strategy described in [Section 2.3.2](#) and corrected due to radiation pattern according to [Section 2.3.1](#).

According to the suggested workflow (see [Figure 4](#)), the selection of receivers for semblance computation was performed in two steps. Initially, 75% (this value is specific for this case study) of receivers were selected which had highest expected SNR according to amplitudes modelled using determined source mechanisms. After that, part of seismic receivers with high misfit between observed and modelled amplitudes were rejected. For this purpose a standard deviation of amplitudes differences distribution was computed. The receivers, for which the amplitude difference was greater than one standard deviation, were rejected.

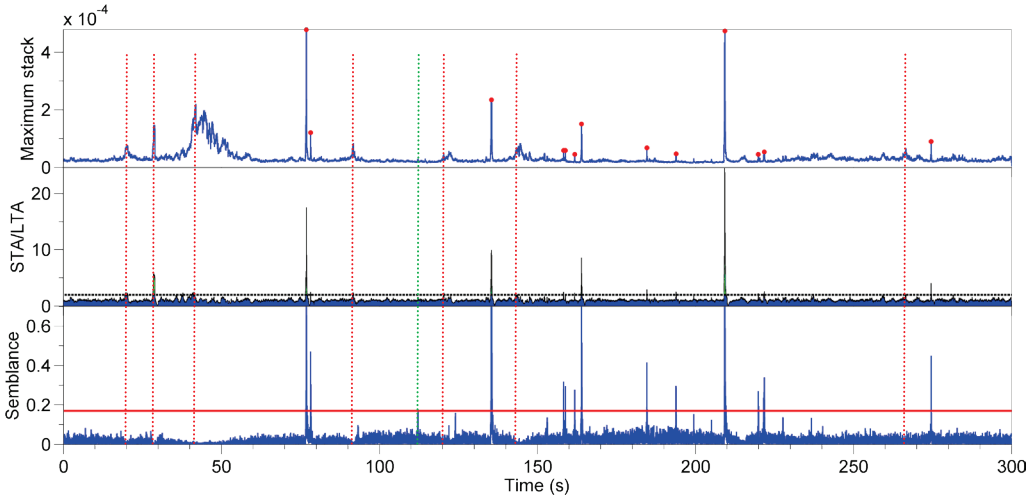


FIGURE 15 Result of microseismic event detection involving semblance enhancement algorithm for a 5 min portion of the field data used in [Figure 11](#). The red dots show 13 events detected by STA/LTA (middle) applied to the stack function (top) and validated by semblance (bottom). The red vertical lines represent typical false positives; the green vertical line represents a potentially real event that could be detected with lower STA/LTA threshold. The black dashed horizontal line shows STA/LTA threshold of 2; red solid line shows the semblance threshold of 0.17.

The three functions in [Figure 15](#) demonstrate how semblance helps to distinguish between false positives and real events and find even weaker events which have not been detected by STA/LTA itself. Real events have high stack and high STA/LTA values of this stack function validated by a high semblance. False positives (highlighted in [Figure 15](#) with red dashed lines) have high stack, and may even have high values of STA/LTA values of the stack above threshold but semblance values are low and do not exceed a threshold. This means that only non-coherent noisy amplitudes are stacked.

The detection algorithm combined with enhanced semblance values provided 13 detected events (13 red dots in [Figure 15](#)), which means that 8 additional seismic events were detected when compared to previous result (5 red dots in [Figure 11a](#)). These 8 weak seismic events were individually inspected. Weak signals were observable on several receivers and looked like realistic microseismic events.

It is obvious that number of detections depends on setting of threshold values. The semblance threshold of 0.17 is a conservative value based on synthetic tests. In order to illustrate this one can plot a diagram where event location error is compared to the semblance of detected events ([Figure 16](#)). According to [Figure 16](#) a semblance threshold lower than 0.17 will result in a large number of events with big horizontal location errors.

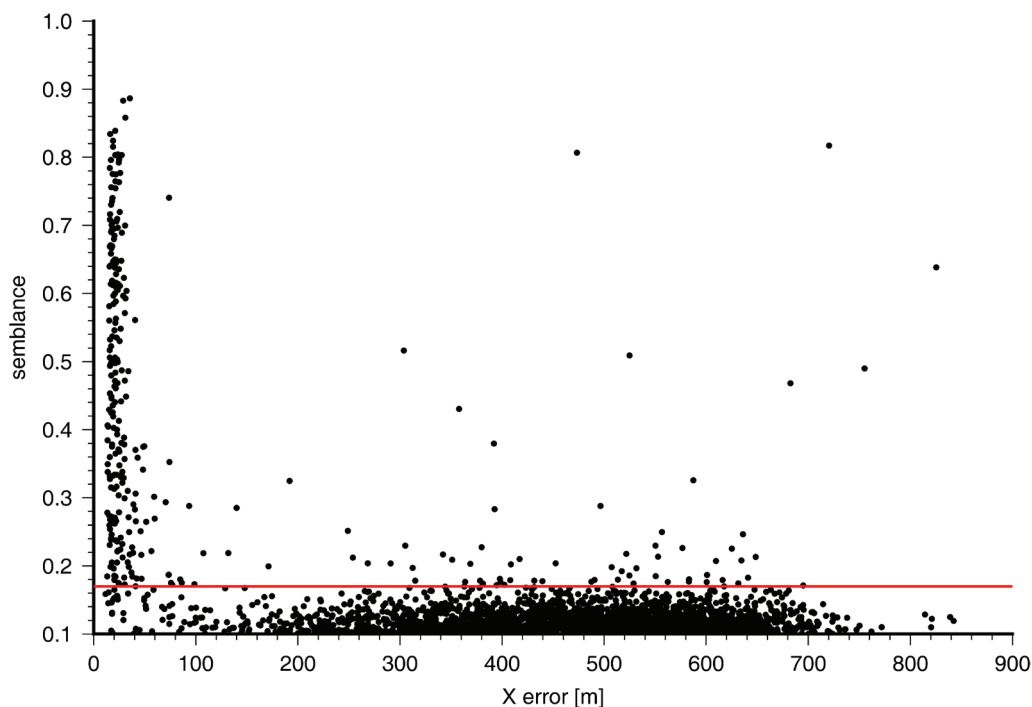


FIGURE 16 A dot diagram showing dependence of computed semblance values on the absolute horizontal location error. Each black dot corresponds to a detected event. The red line shows a conservative semblance threshold of 0.17.

Further detailed study showed that for this dataset the STA/LTA thresholds values lower than 1.3 did not provide a significantly higher number of semblance-validated events. For instance, according to Figure 15, the STA/LTA threshold of 1.3 gave one more potential real event (highlighted in Figure 15 with the green vertical dashed line).

In order to test how many additional events could be obtained with the developed semblance enhancement algorithm, it was used in processing of one day of data (day 2 from the continuous microseismic data described in Section 3.6).

Figure 17 shows a comparison of results obtained for the whole day using STA/LTA threshold of 3 without semblance validation (Figure 17a) and using STA/LTA threshold of 1.3 with semblance validation (Figure 17b). The semblance threshold used in the latter case was 0.17. Results are presented in a map view with color-coded beach-ball diagrams.

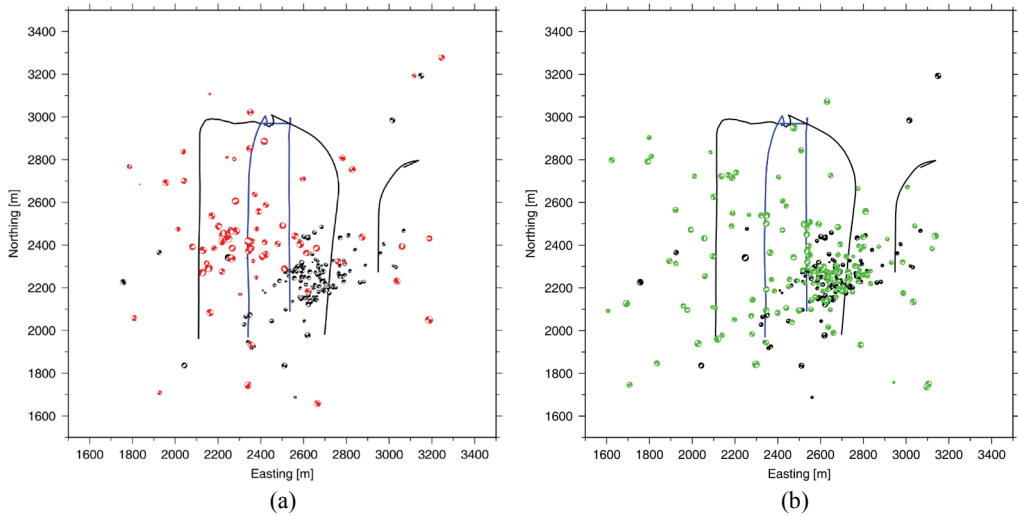


FIGURE 17 Comparison of microseismic event locations and source mechanisms obtained (a) without semblance validation and (b) with semblance validation and enhanced semblance computation. Sizes of focal spheres are proportional to the magnitude. Black events are common for both approaches, red events are false positives and additional weaker events validated by the semblance threshold of 0.17 are shown with green color. Stimulated and non-stimulated wells are shown correspondingly in blue and black colors.

A simple STA/LTA criterion provided 214 events including 76 false positives (red events in Figure 17a) with random source mechanism orientations shown in red in the strike angle rose diagram in Figure 18a. On the other hand, a semblance criterion with enhanced computation of semblance values effectively eliminates false positives and identifies additional 161 weaker events (green mechanisms in Figure 17b and green strike orientations in Figure 18b).

Therefore, the additional semblance condition helped to detect 299 real events within one recorded day. Significant false positives seem to result from a noise correlated along linear arms of receivers and harmonic noise on individual traces. The noise produces relatively high stack amplitude and so naturally high STA/LTA. But the semblance for

such type of energy is low, because amplitudes along the moveout from hypothetical event location are incoherent.

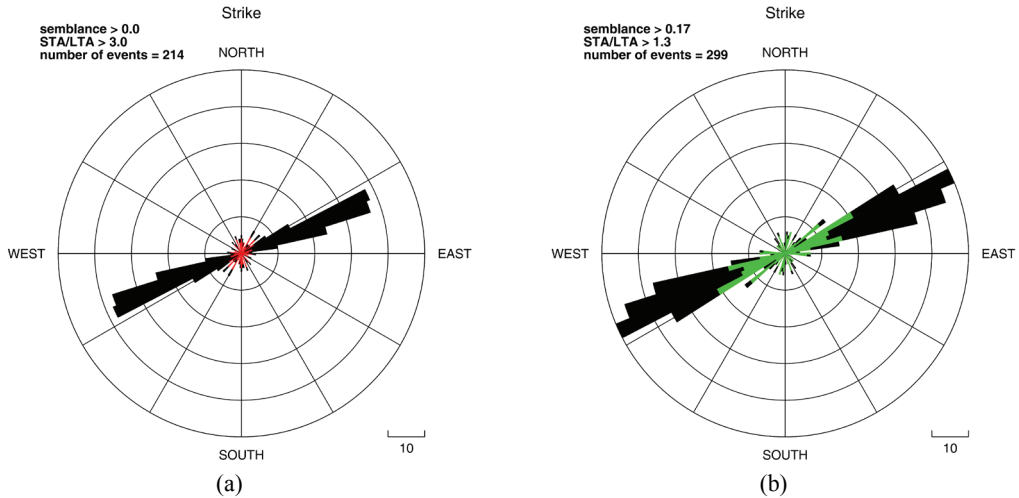


FIGURE 18 Comparison of strike orientations derived from source mechanisms of microseismic events detected (a) without semblance validation and (b) with semblance validation and enhanced semblance computation. Black orientations are common for both approaches, red orientations represent false positives and green are strike orientations corresponding to additional weaker events validated by semblance criterion.

The selected thresholds are suitable for the particular type of noise and receiver distribution. Threshold selection should be done for each data set independently as noise condition and receiver configurations differ. However, the research revealed that the particular thresholds compensate each other, for example if one selects too many receivers close to nodal lines with low SNR, these receivers are eliminated later as their amplitudes significantly differ from the modelled ones. In this case study a very conservative values were selected, however a lower threshold may be set if it is possible to tolerate false positive detections.

4 CONCLUSIONS

In this thesis a new microseismic imaging method has been developed, benchmarked and applied to a real dataset. The method involves stacking of seismic amplitudes gathered along diffraction traveltimes curves, which are computed for all possible source locations and origin times. In contrast to classical migration-based techniques, the proposed method takes into account the radiation pattern of an event such that polarities of the stacked amplitudes are corrected using the seismic moment tensor obtained by inversion of these amplitudes. Key aspects that make this work different are:

- **The way in which microseismic events are detected.**

Existing location techniques rely on a high value of the stack provided that the event is unique within the selected time window. This requires knowledge of the event origin time or manual selection of data intervals. The proposed methodology involves the original algorithm for automatic detection of events. It is based on STA/LTA analysis performed on the maximum stack function.

- **The way in which detected microseismic events are validated.**

The STA/LTA itself provides a good criterion for determination of real microseismic events. However, if one intends to detect weaker microseismic events with a lower detection threshold, false detections can occur. This work provides a solution to this problem: an algorithm of validation of detected events based on semblance of amplitudes corresponding to the maximum stack. Real event amplitudes with corrected polarity should not only result in a high stack, but also have to be coherent and give a relatively high semblance. Thus, the semblance threshold can be used as a validation criterion for detected events. However, if the stacked amplitudes are corrected for polarity only, the semblance does not reach its potential peak values. The presented study shows that it can be useful to correct the stacked amplitudes by full radiation pattern derived from the seismic moment tensor. The proposed algorithm of amplitude compensation and the adjacent receiver selection strategy allow enhancing the semblance and provide an effective tool for verification of event detection reliability.

- **The way in which detected microseismic events are located.**

Image function obtained in classical diffraction stacking represents a likelihood function with maximum being an indicator of the most possible event location. This study provides an extension of the methodology which involves construction of Gaussian-like distribution from the image function and estimation of location uncertainty. With this approach the derived locations are not restricted to the spatial grid.

The ultimate goal of the whole study is development of a fully automated imaging method for microseismic monitoring purposes. Since the monitoring highly benefits from imaging of low-energy microseismic events, the developed imaging method must be feasible to detect and locate them.

Benchmarking presented in this thesis showed that the proposed method is able to detect events with very low SNR and provide reliable locations and source mechanisms. Application to a real dataset recorded during microseismic monitoring of hydraulic fracturing in a shale formation demonstrated that the method is able to automatically detect and locate hundreds of microseismic events in a vicinity of the stimulated area. These events form several trends along the maximum horizontal stress direction specific for the region of operations and have source mechanisms consistent with the known orientation of natural fractures.

Despite of the resource-intensive computations, the software developed during this research enables almost real-time processing and makes the proposed method conceptually feasible for microseismic monitoring.

REFERENCES

- Agrawal, A. (2009). A technical and economic study of completion techniques in five emerging US gas shale plays (Master thesis, Texas A&M University).
- Aki, K., & Richards, P. (2002). *Quantitative seismology* (2nd ed.). Sausalito, Calif.: University Science Books.
- Artman, B., Podladtchikov, I., & Witten, B. (2010). Source location using time-reverse imaging. *Geophysical Prospecting*, 58(5), 861-873.
- Baig, A., & Urbancic, T. (2010). Microseismic moment tensors: A path to understanding frac growth. *The Leading Edge*, 29(3), 320-324.
- Baker, T., Granat, R., & Clayton, R. W. (2005). Real-time earthquake location using Kirchhoff reconstruction. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(2), 699-707.
- Bradford, I., Probert, T., Raymer, D., Ozbek, A., Primiero, P., Kragh, E., Drew, J. & Woerpel, C. (2013, June). Application of coalescence microseismic mapping to hydraulic fracture monitoring conducted using a surface array. In *75th EAGE Conference & Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2013*.
- Bryksin, A. A., Seleznev, V. S., Liseykin, A. V., Kolesnikov, Yu. I. & Hoguev, E. A. (2015). Localization of seismic initiations during hydraulic fracturing process: classic and experimental tomographical approaches. *Interexpo Geo-Siberia*, 2(2), 20–24. [In Russian with English summary].
- Cardott, B. (2008). Overview of Woodford gas-shale play of Oklahoma, US. In *AAPG Annual Convention and Exhibition*.
- Cardott, B. (2013). Woodford Shale: from hydrocarbon source rock to reservoir. In *AAPG Woodford Shale Forum*.
- Červený, V. (2001). *Seismic ray theory*. (2001). Cambridge, U.K.: Cambridge University Press.
- Chambers, K., Kendall, J., Brandsberg-Dahl, S., & Rueda, J. (2010). Testing the ability of surface arrays to monitor microseismic activity. *Geophysical Prospecting*, 58(5), 821-830.
- Chambers, K., Clarke, J., & Wilson, S. (2013, March). Imaging moment tensors from surface arrays. In *4th EAGE Passive Seismic Workshop*.
- Chambers, K., Dando, B. D., Jones, G. A., Velasco, R., & Wilson, S. A. (2014). Moment tensor migration imaging. *Geophysical Prospecting*, 62(4), 879-896.

Claerbout, J. F. (1971). Toward a unified theory of reflector mapping. *Geophysics*, 36(3), 467-481.

Claerbout, J. (1985). *Imaging the earth's interior*. Oxford, England: Blackwell Scientific Publications.

De Meersman, K., Kendall, J. M., & Van der Baan, M. (2009). The 1998 Valhall microseismic data set: An integrated study of relocated sources, seismic multiplets, and S-wave splitting. *Geophysics*, 74(5), B183-B195.

Dricker, I., Friberg, P., Epiphansky, A., Kushnir, A., Rozhkov, M., & Varypaev, A. (2012, November). Statistically optimal technique of simultaneous event location and focal mechanism determination of weak microseismicity using surface arrays. In *2012 SEG Annual Meeting*. Society of Exploration Geophysicists.

Duncan Peter, M., & Eisner, L. (2010). Reservoir characterization using surface microseismic monitoring. *Geophysics*, 75(5), 139-146.

Eaton, D. W., Akram, J., St-Onge, A., & Forouhideh, F. (2011). Determining microseismic event locations by semblance-weighted stacking. In *Proceedings of the CSPG CSEG CWLS Convention*.

Einšpigel, D., & Eisner, L. (2012, November). Detection of perforation shots in surface monitoring: the attenuation effect. In *2012 SEG Annual Meeting*. Society of Exploration Geophysicists.

Einšpigel, D., & Eisner, L. (2014). The differences in the detectability of perforation shots and microseismic events in the surface monitoring: the attenuation effect. *Acta Geodyn. et Geomater*, 11(2), 159-164.

Eisner, L., Hulsey, B. J., Duncan, P., Jurick, D., Werner, H., & Keller, W. (2010). Comparison of surface and borehole locations of induced seismicity. *Geophysical Prospecting*, 58(5), 809-820.

Eisner, L., Gei, D., Hallo, M., Opršal, I., & Ali, M. Y. (2013). The peak frequency of direct waves for microseismic events. *Geophysics*, 78(6), A45-A49.

Gajewski, D., & Tessmer, E. (2005). Reverse modelling for seismic event characterization. *Geophysical Journal International*, 163(1), 276-284.

Gharti, H. N., Oye, V., Roth, M., & Kühn, D. (2010). Automated microearthquake location using envelope stacking and robust global optimization. *Geophysics*, 75(4), MA27-MA46.

Grigoli, F., Cesca, S., Vassallo, M., & Dahm, T. (2013). Automated seismic event location by travel-time stacking: An application to mining induced seismicity. *Seismological Research Letters*, 84(4), 666-677.

- Grigoli, F., Cesca, S., Amoroso, O., Emolo, A., Zollo, A., & Dahm, T. (2014). Automated seismic event location by waveform coherence analysis. *Geophysical Journal International*, 196(3), 1742-175.
- Guo, Y., Zhang, K., & Marfurt, K. J. (2010, January). Seismic attribute illumination of Woodford Shale faults and fractures, Arkoma Basin, OK. In *2010 SEG Annual Meeting*. Society of Exploration Geophysicists.
- Gutenberg, B. and Richter, C. F. (1954). *Seismicity of the Earth and Associated Phenomena*. Princeton University Press, 2nd edition.
- Haldorsen, J. B., Brooks, N. J., & Milenkovic, M. (2013). Locating microseismic sources using migration-based deconvolution. *Geophysics*, 78(5), KS73-KS84.
- Heidbach O., Tingay M., Barth A., Reinecker J., Kurfeß D. and Müller, B. (2008). The World Stress Map database release 2008. <http://dx.doi.org/10.1594/GFZ.WSM.Rel2008>.
- Kao, H., & Shan, S. J. (2004). The source-scanning algorithm: Mapping the distribution of seismic sources in time and space. *Geophysical Journal International*, 157(2), 589-594.
- Kiselevitch, V. L., Nikolaev, A. V., Troitskiy, P. A., & Shubik, B. M. (1991, January). Emission Tomography: Main Ideas, Results, And Prospect. In *1991 SEG Annual Meeting*. Society of Exploration Geophysicists.
- Kushnir, A. F., Rozhkov, M. V., Rozhkov, N. M., Varypaev, A. V., Dricker, I., & Friberg, P. (2013, May). Statistical algorithms for surface seismic monitoring of reservoir hydraulic fracturing. In *Geoinformatics 2013*.
- Landa, E., Fomel, S., & Moser, T. J. (2006). Path-integral seismic imaging. *Geophysical Prospecting*, 54(5), 491-503.
- Liao, Y. C., Kao, H., Rosenberger, A., Hsu, S. K., & Huang, B. S. (2012). Delineating complex spatiotemporal distribution of earthquake aftershocks: an improved Source-Scanning Algorithm. *Geophysical Journal International*, 189(3), 1753-1770.
- McMechan, G. A. (1982). Determination of source parameters by wavefield extrapolation. *Geophysical Journal International*, 71(3), 613-628.
- Mendecki, A. J. (1993). Keynote address: Real time quantitative seismology in mines. *Rockbursts and Seismicity in Mines, Balkema, Rotterdam*, 287-295.
- Neidell, N. S., & Taner, M. T. (1971). Semblance and other coherency measures for multichannel data. *Geophysics*, 36(3), 482-497.

- Rentsch, S., Buske, S., Lüth, S., & Shapiro, S. A. (2007). Fast location of seismicity: A migration-type approach with application to hydraulic-fracturing data. *Geophysics*, 72(1), S33-S40.
- Rodriguez, I. V., Sacchi, M., & Gu, Y. J. (2012). Simultaneous recovery of origin time, hypocentre location and seismic moment tensor using sparse representation theory. *Geophysical Journal International*, 188(3), 1188-1202.
- Rutledge, J. T., & Phillips, W. S. (2003). Hydraulic stimulation of natural fractures as revealed by induced microearthquakes, Carthage Cotton Valley gas field, east Texas. *Geophysics*, 68(2), 441-45.
- Shearer, P. (2009). *Introduction to seismology* (2nd ed.). Cambridge: Cambridge University Press.
- Shubik, B. M., Kushnir, A. F., Haikin, L. M., & Dainty, A. (1996, September). SCANLOC: Automatic seismic event location based on local seismic network data. In *Proceedings of the 18th Annual Seismic Research Symposium on Monitoring a Comprehensive test Ban Treaty* (p. 7).
- Shubik B. M. & Ermakov A. B. (1997). Automatic determination of coordinates and excitation moments based on emission tomography principles. *Methods of seismic tomography*, Moscow: Nauka, 189-202. [In Russian]
- Shubik B. M. & Ermakov A. B. (1999). Automatic seismic event detection and location in space and time based on the principles of emission tomography. In *Proc. of XXIV General Assembly Society Symposium Solid Earth Geophysics & Geology, General Assembly of the European Geophysical Society*, Sec. SE34, vol.1, No. 1, p.124, The Hague, Netherlands.
- Shubik B. M. (2006). Automatic system of seismic monitoring. In *Proc. of International Scientific and Technical Conference Oil and Gas of Arctic*, Moscow, 242-244. [In Russian]
- Sipkin, S. A. (1982). Estimation of earthquake source parameters by the inversion of waveform data: synthetic waveforms. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 30(2), 242-259.
- Spötl, C., Houseknecht, D. W., & Jaques, R. C. (1998). Kerogen maturation and incipient graphitization of hydrocarbon source rocks in the Arkoma Basin, Oklahoma and Arkansas: a combined petrographic and Raman spectrometric study. *Organic Geochemistry*, 28(9), 535-542.
- Staněk, F., Eisner, L., & Jan Moser, T. (2014). Stability of source mechanisms inverted from P-wave amplitude microseismic monitoring data acquired at the surface. *Geophysical Prospecting*, 62(3), 475-490.

Stein, S., & Wysession, M. (2003). *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. Malden, MA: Blackwell Pub.

Tarantola, A. (2005). *Inverse problem theory and methods for model parameter estimation*. Philadelphia, PA: Society for Industrial and Applied Mathematics.

Thornton, M., & Eisner, L. (2011, January). Uncertainty in surface microseismic monitoring. In *2011 SEG Annual Meeting*. Society of Exploration Geophysicists.

Timoshin Yu. V. (1972). *Fundamentals of diffraction conversion of seismic recordings*. Moscow: Nedra. [In Russian]

Trnkoczy, A. (2002). Understanding and parameter setting of STA/LTA trigger algorithm. *IASPEI New Manual of Seismological Observatory Practice*, 2, 1-19.

Waters, G. A., Dean, B. K., Downie, R. C., Kerrihard, K. J., Austbo, L., & McPherson, B. (2009, January). Simultaneous hydraulic fracturing of adjacent horizontal wells in the Woodford Shale. In *SPE hydraulic fracturing technology conference*. Society of Petroleum Engineers.

Withers, M., Aster, R., Young, C., Beiriger, J., Harris, M., Moore, S., & Trujillo, J. (1998). A comparison of select trigger algorithms for automated global seismic phase and event detection. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(1), 95-106.

Yanovskaya, T. B. (2008). *Fundamentals of seismology*. St. Petersburg: St. Petersburg State University Press. [In Russian]

Zhang, W., & Zhang, J. (2013, January). Microseismic migration by semblance-weighted stacking and interferometry. In *2013 SEG Annual Meeting*. Society of Exploration Geophysicists.

Zhao, H. (2005). A fast sweeping method for eikonal equations. *Mathematics of computation*, 74(250), 603-627.

Zhebel, O., & Eisner, L. (2012). Simultaneous microseismic event localization and source mechanism determination: 82nd Annual International Meeting, *SEG Technical Program Expanded Abstracts*, 341, 1-5.

Zhebel, O. (2014). Imaging of seismic events: The role of imaging conditions, acquisition geometry and source mechanisms (Doctoral dissertation, Hamburg University).

Zhebel, O., & Eisner, L. (2015). Simultaneous microseismic event localization and source mechanism determination. *Geophysics*, 80(1), KS1-KS9.

APPENDIX

АНИКИЕВ ДЕНИС ВЛАДИМИРОВИЧ

**СОВМЕСТНОЕ ОБНАРУЖЕНИЕ,
ЛОКАЦИЯ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ МЕХАНИЗМОВ ОЧАГОВ
МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ**

Диссертация на соискание ученой степени
Ph.D. СПбГУ в области физики

Translation into Russian

АННОТАЦИЯ

Аникиев Денис Владимирович

Совместное обнаружение, локация и определение механизмов очагов микросейсмических событий
Санкт-Петербург: Санкт-Петербургский государственный университет, 2015, 85 с.

Исследования Санкт-Петербургского государственного университета, Серия Физика, том 4.

Визуализация сейсмических событий имеет первостепенное значение не только в сейсмологии, но и в разведочной геофизике. Например, при пассивном мониторинге гидравлического разрыва пласта (ГРП) крайне важна подробная информация о временах возникновения, местоположениях и механизмах очагов микросейсмических событий, поскольку она позволяет инженерам наблюдать рост трещин, идентифицировать активные разломы и оценивать эффективность интенсификации скважины.

Микросейсмический мониторинг приносит значительную пользу при визуализации событий с низким отношением сигнал/шум (ОСШ), но их обнаружение на отдельных сейсмических трассах обычно является затруднительным.

Данная работа посвящена новому методу визуализации микросейсмических событий, основанному на суммировании сейсмических амплитуд вдоль дифракционных годографов, что способствует подавлению помех и улучшает визуализацию микросейсмических событий с низким ОСШ. Ключевая особенность предлагаемого метода состоит в коррекции полярности суммируемых амплитуд согласно тензору сейсмического момента, определяемому для каждого набора этих амплитуд. Это позволяет учесть диаграмму излучения источника и значительным образом повышает качество визуализации типовых сейсмических событий, возникающих в зонах разлома. Предлагаемая в диссертации обобщенная концепция визуализации позволяет осуществлять непрерывную обработку данных и включает в себя оригинальные алгоритмы совместного обнаружения и локации микросейсмических событий, а также алгоритм определения механизма очага.

Алгоритм обнаружения, основанный на методе автоматического срабатывания, обеспечивает совместное определение времен возникновения нескольких последовательных микросейсмических событий. Для оценки достоверности обнаружения микросейсмических событий предлагается дополнительный анализ меры когерентности суммируемых амплитуд. Достоверность обнаружения может быть дополнительно повышена благодаря выбору и коррекции суммируемых амплитуд в соответствии с предполагаемой диаграммой излучения.

Алгоритм локации включает представление изображающей функции события в виде статистического пространственного распределения. Это делает возможным оценку погрешности определения местоположения и позволяет определять координаты события вне узлов пространственной сетки.

Представленный метод был применен к набору реальных данных, зарегистрированных во время пассивного микросейсмического мониторинга гидравлического разрыва пласта глинистых сланцев. Сравнительный анализ местоположений и механизмов очагов микросейсмических событий, обладающих высоким ОСШ, свидетельствует о хорошем соответствии с результатами, полученными с помощью стандартного метода локации, основанного на ручном выделении первых вступлений. Результаты обработки непрерывных данных показывают, что метод позволяет обнаружить большое количество реальных микросейсмических событий и определить их местоположения в непосредственной близости от интенсифицируемой части скважины. Полученные механизмы очагов согласуются с характерным направлением естественных трещин.

Разработанный метод полностью автоматизирован и пригоден для микросейсмического мониторинга в режиме реального времени.

Ключевые слова: сейсмический источник; локация; микросейсмичность; гидравлический разрыв пласта; дифракция; механизм очага; тензор сейсмического момента; микросейсмический мониторинг; пассивная визуализация.

СПИСОК ИЛЛЮСТРАЦИЙ

- РИСУНОК 1 Компоненты тензора сейсмического момента, представленные как пары сил (из Stein & Wyssession, 2003).
- РИСУНОК 2 (а) Диаграмма излучения источника типа двойной пары сил для продольных волн (вверху) и поперечных волн (внизу) в дальней зоне и (б) примеры диаграмм «пляжного мяча»: фокальные сферы и соответствующие им геометрии разлома (из Shearer, 2009).
- РИСУНОК 3 Сравнение значений сембланса для синтетических амплитуд события: (а) исходные амплитуды; (б) амплитуды с исправленной полярностью; (с) амплитуды, полностью скорректированные согласно диаграмме излучения. Красные и синие окружности изображают, соответственно, отрицательные и положительные амплитуды для каждого сейсмоприемника. Размер каждой окружности пропорционален амплитуде. Зеленый ромб в центральной части каждого изображения показывает эпицентр события.
- РИСУНОК 4 Рабочая диаграмма, демонстрирующая алгоритм, содержащий стратегию выбора сейсмоприемников, разработанную для повышения сембланса амплитуд реальных микросейсмических событий.
- РИСУНОК 5 Ориентации поля сейсмического напряжения в штате Оклахома и его окрестностях (Heidbach et al., 2008), и протяженность бассейна Аркома по территории штата Оклахома.
- РИСУНОК 6 Геометрия системы наблюдений при микросейсмическом мониторинге: звездообразная система сейсмоприемников и добывающие скважины в трехмерной изотропной скоростной модели среды. Параллелепипед показывает область интереса вокруг горизонтальных частей скважин.
- РИСУНОК 7 Местоположения четырех перфорационных выстрелов, полученных при помощи метода DSMTI: (а) вид сверху; (б) вид с юга; (с) вид с востока. Фактические местоположения перфораций показаны зелеными точками; местоположения, определенные для исходной некалиброванной модели показаны красными крестообразными отметками, причем их размер соответствует погрешности локации. Крестообразные отметки синего цвета показывают местоположения, определенные для калиброванной скоростной модели среды.
- РИСУНОК 8 Сейсмическая запись демонстрирует сигнал, соответствующий одному из 34 отобранных крупных микросейсмических событий. Зеленым цветом отмечен годограф, рассчитанный для местоположения и времени возникновения данного события, определенных с помощью метода DSMTI.
- РИСУНОК 9 Сравнение местоположений 34 отобранных микросейсмических событий, определенных двумя независимыми методами: методом TML (красные точки) и методом DSMTI (синие точки): (а) вид сверху; (б) вид с юга; (с) вид с востока. Красные и синие точки, соответствующие одному событию, для удобства соединены линиями.
- РИСУНОК 10 Сравнение углов, характеризующих геометрию разлома, полученных из механизмов очагов 34 отобранных микросейсмических событий. Механизмы были определены двумя независимыми методами: методом TML (красный цвет) и методом DSMTI (синий цвет). На диаграммах представлены: (а) углы падения; (б) углы простираения; (с) азимуты падения. Основная (первая) плоскость разлома выбрана как плоскость с более крутым падением.

- РИСУНОК 11 Пример результата обнаружения микросейсмических событий: (а) 5-минутный временной интервал; (б) 15-секундное временное окно, взятое из 5-минутного интервала (штрихованный прямоугольник). На обоих изображениях верхняя кривая представляет собой функцию максимальной суммы; ее локальные максимумы, соответствующие обнаруженным событиям, обозначены красными точками; средняя кривая показывает значения STA/LTA с активированными зонами, обозначенными зеленым цветом; нижняя кривая демонстрирует значения сембланса; черная штрихованная горизонтальная линия показывает порог STA/LTA, равный 2; красная штрихованная горизонтальная линия показывает пороговое значение сембланса, равное 0.17.
- РИСУНОК 12 Сравнение данных закачивания, представленных кривой рассчитанного забойного давления (ВНР, чёрный цвет) и кривой скорости закачивания раствора (SR, синий цвет) с гистограммой обнаруженных событий (красный цвет) с интервалом 20 мин, для временного интервала 24 ч.
- РИСУНОК 13 Местоположения 313 микросейсмических событий, обнаруженных с помощью метода DSMTI в течение трех дней: а) вид сверху; б) вид с юга; в) вид с востока. Местоположения событий обладают цветной маркировкой в соответствии с днем обнаружения. Серой стрелкой показано направление максимального горизонтального напряжения.
- РИСУНОК 14 Полярности и относительные величины амплитуд, соответствующие годографам двух микросейсмических событий, представляющих два характерных типа разлома: (а) со смещением по падению; (б) со смещением по простираанию. Зеленые точки указывают на эпицентры событий. Синие окружности соответствуют смещению вниз, красные – смещение вверх, при этом размер окружностей пропорционален относительным величинам наблюдаемых амплитуд.
- РИСУНОК 15 Результат обнаружения микросейсмических событий с задействованным алгоритмом повышения сембланса для 5-минутного интервала экспериментальных данных, использованных в рис. 11. Красные точки показывают 13 микросейсмических событий, обнаруженных по методу STA/LTA (соответствующая кривая расположена посередине), примененному к функции максимальной суммы (вверху), и подтвержденных семблансом (внизу). Красные вертикальные штрихованные линии выделяют ложные события; зеленая вертикальная штрихованная линия описывает событие, потенциально являющееся реальным микросейсмическим событием, которое может быть обнаружено с меньшим порогом STA/LTA. черная штрихованная горизонтальная линия показывает порог STA/LTA равный 2; красная штрихованная горизонтальная линия показывает пороговое значение сембланса 0.17.
- РИСУНОК 16 Точечная диаграмма, демонстрирующая зависимость рассчитанных значений сембланса от погрешности определения координат эпицентра события. Каждая черная точка соответствует обнаруженному событию. Красная линия определяет стабильное пороговое значение сембланса 0.17.
- РИСУНОК 17 Сравнение местоположений и механизмов очагов микросейсмических событий, полученных (а) без проверки сембланса; (б) с проверкой сембланса, рассчитанного с применением алгоритма повышения. Размеры фокальных сфер пропорциональны моментным магнитудам. События черного цвета являются общими для обоих подходов, события красного цвета – ложные, а дополнительные события, подтвержденные значением сембланса выше порогового 0.17, показаны зеленым цветом. Интенсифицируемые и не интенсифицируемые скважины отмечены, соответственно, синим и черным цветами.

РИСУНОК 18 Сравнение ориентаций простираения, полученных из механизмов очагов микросейсмических событий, обнаруженных (а) без проверки сембланса; (б) с проверкой сембланса, рассчитанного с применением алгоритма повышения. Ориентации, изображенные черным цветом, являются общими для обоих подходов, ориентации красного цвета соответствуют ложным событиям, а зеленым цветом отмечены ориентации простираения, соответствующие дополнительным событиям, подтвержденным критерием сембланса.

1 ВВЕДЕНИЕ

1.1 Предпосылки и актуальность работы

Специалисты в области наук о Земле широко используют термин «сейсмическая визуализация» ('seismic imaging'), хотя важно понимать различия между активной и пассивной технологиями сейсмической визуализации.

Активная сейсмическая визуализация используется при изучении физических свойств Земли в рамках решения типовой обратной задачи, подразумевающей определение свойств среды по ее отклику (записанным сейсмическим данным) на начальный энергетический импульс, излученный искусственными источниками (взрывными, вибрационными, пневматическими и т.д.), технически контролируемые человеком.

В пассивных методах визуализации сейсмоприемники регистрируют разнообразные типы собственной сейсмической энергии Земли, которая не контролируется человеком напрямую. Большая часть этой энергии генерируется при высвобождении естественных тектонических напряжений. Напряжение в основном высвобождается в виде естественных микросейсмических событий, которые обычно остаются незамеченными и незарегистрированными. Тем не менее, сейсмическая энергия может быть вызвана антропогенным влиянием, как, например, отклик среды на действия по эксплуатации и контролю скважин. Сейсмический сигнал генерируется, когда производится бурение скважины, закачивание жидкости, разрыв пластового резервуара и т.п. Сейсмические волны, создаваемые каким-либо из этих источников, содержат информацию о функции источника, а также несут сведения о сложности среды, через которую они распространяются. Эти волны регистрируются сейсмоприемниками на поверхности (когда мониторинг осуществляется при помощи поверхностных расстановок) и/или в скважине (при использовании скважинных расстановок).

Пассивный микросейсмический мониторинг использовался в горнорудной отрасли на протяжении более чем ста лет (Mendecki, 1993), но с недавнего времени приобрел повышенный интерес и в нефтегазовой индустрии. На сегодняшний день остается не так уж много легкодоступных нефтегазовых месторождений, и компании со всего мира ищут нетрадиционные месторождения нефти и газа, как, например, месторождения газа в плотных породах сланца. С технической точки зрения такие резервуары являются очень сложными для добычи, т. к. зачастую требуется несколько стадий гидравлического разрыва.

Гидравлический разрыв пласта (гидроразрыв или ГРП), насыщенного нефтью и газом, это процесс, направленный на улучшение продуктивности скважин путем создания трещин, вдоль которых углеводороды могут просачиваться. При проведении ГРП индуцируется большое количество землетрясений вдоль новых и изначально существовавших трещин. Микросейсмический мониторинг направлен на визуализацию, т. е. обнаружение и локацию этих сейсмических событий и, что особенно актуально в последнее время, на описание механизмов возникновения и магнитуд индуцированных микросейсмических событий. Эта информация может использоваться в ходе общего планирования добычи для оценки эффективности интенсификации с помощью ГРП, а также для идентификации активных разломов и оценки остаточных запасов (De Meersman et al. 2009). Мониторинг также важен для оценки угрозы окружающей среде, которую несет ГРП.

Одна из главных трудностей пассивного сейсмического мониторинга состоит в необходимости приемлемой скоростной модели. Без адекватной оценки скоростей распространения волн ни один из методов локации не может обеспечить надежного местоположения гипоцентра события. Поэтому обычно допускается, что скоростная модель известна заведомо, например, по результатам предварительной активной сейсморазведки или из результатов акустического каротажа.

При микросейсмическом мониторинге точное время возникновения события заранее не известно, и данные регистрируются непрерывно. Как следствие, для обнаружения событий в данных необходимо привести в действие один из т. н. «спусковых» алгоритмов. Это обычно требует многоканальной обработки больших объемов данных, где события представлены амплитудами продольных и/или поперечных волн на каждой трассе. Однако если эти амплитуды

имеют низкое ОСШ, обнаружение событий на несуммированных трассах становится затруднительным. Землетрясения (как техногенные, так и естественные) подчиняются закону масштабирования, открытому Гутенбергом и Рихтером (Gutenberg & Richter, 1954). Согласно закону, с каждым крупным сейсмическим событием с высоким ОСШ наблюдается экспоненциальный рост числа событий меньшего масштаба с низким ОСШ.

Несмотря на то, что в целом фоновый шум в случае поверхностных расстановок сильнее, чем в скважинных сейсмоприемниках, проблему визуализации низкоэнергетических событий можно преодолеть в обеих методиках мониторинга посредством суммирования данных большого количества сейсмоприемников, покрывающих широкий диапазон выносов и азимутов (Duncan & Eisner, 2010). Такое суммирование используется в методах миграционного типа для обнаружения микросейсмических событий при пассивном мониторинге, включая слабые события (т. е. события с моментной магнитудой меньше -1), не различимые на несуммированных трассах.

Миграционные методы обнаружения обычно опираются на получение высокого значения суммы амплитуд сигнала вдоль кривой кинематических поправок, рассчитанной от гипотетического положения источника, тем самым повышая ОСШ данных до суммирования (Chambers et al., 2010; Duncan & Eisner, 2010; Gharti et al., 2010; Bradford et al., 2013). Но типовые микроземлетрясения (как и землетрясения в целом) не излучают энергию симметрично, как взрывы или имплозии. Обычно их полярность имеет характерные особенности в силу изменчивости диаграмм излучения от разнообразных типов механизма очага. Сейсмические волны от одного и того же события, зарегистрированные на разных сейсмоприемниках могут иметь разные полярности, а величины амплитуд будут отличаться в силу геометрического расхождения. Поэтому, если эти положительные и отрицательные амплитуды просто суммируются, значение их суммы будет очень низким. Это можно нивелировать посредством суммирования абсолютных значений амплитуд, но это, как правило, ведет к значительному снижению ОСШ функции суммы и низкой достоверности обнаружения. Таким образом, необходимо учитывать диаграмму излучения микросейсмического события. Например, можно использовать разнообразные стратегии одновременного определения механизма очага (Rodriguez et al., 2012; Chambers et al., 2014; Zhebel & Eisner, 2015). В этом случае более высокое значение суммы получается благодаря коррекции суммируемых амплитуд в соответствии с тензором сейсмического момента, полученным с помощью обращения этих амплитуд.

Микросейсмическая визуализация является крайне важной технологией для мониторинга месторождений и гидроразрывов. Она значительным образом выигрывает от построения изображений микросейсмических событий с низким ОСШ. Таким образом, чрезвычайно важно разработать эффективный метод, позволяющий производить автоматическое обнаружение, локацию и характеризовать низкоэнергетические микросейсмические события.

Эффективность метода подразумевает его полную автоматизацию и возможность реализации для обработки данных в реальном времени, т. е. исключает ручное пикирование событий. Метод должен иметь возможность обнаружения событий с низким ОСШ, т. е. он должен включать суммирование амплитуд. Также метод должен учитывать диаграмму излучения микросейсмических событий и определять механизм их очагов, следовательно, в нем должно быть реализовано построение тензора сейсмического момента по набору амплитуд. Тензор сейсмического момента находится посредством обращения сейсмических амплитуд по методу наименьших квадратов, и для описания такого построения в англоязычной литературе используется термин «moment tensor inversion» (который можно дословно перевести как «обращение в тензор момента»). Термин часто употребляется в англоязычной версии диссертации, но в русскоязычной версии, вероятно, более корректно использовать формулировку «построение тензора момента».

Наконец, метод должен иметь возможность совместного обнаружения сразу нескольких последовательных микросейсмических событий в непрерывном наборе данных, т. е. он необходим автоматический алгоритм обнаружения событий, а также алгоритм оценки достоверности их обнаружения.

1.2 Предыдущие и похожие исследования

Первые методы локации требовали пикирования первых вступлений волн для отдельных сейсмоприемников (Rutledge & Phillips, 2003). Пикирование подразумевает высокие значения ОСШ для вступлений объемных волн на большинстве сейсмоприемников. Однако вступления продольных и поперечных волн для слабых микросейсмических событий невозможно обнаружить с помощью отдельных сейсмоприемников на поверхности (Duncan & Eisner, 2010). Таким образом, при поверхностном мониторинге в методах локации микросейсмических событий обычно используются либо суммирование сейсмических амплитуд, либо моделирование с обращением по времени для распространения излучаемой сейсмической энергии обратно в источник возбуждения (McMechan, 1982; Gajewski & Tessmer, 2005; Artman et al., 2010).

Kiselevitch et al. (1991) ввели методику сейсмической эмиссионной томографии (СЭТ), в которой для локации микросейсмичности используется сембланс (мера когерентности, известная также как коэффициент подобия) по пространству, времени и сейсмоприемникам. Эта методика была далее развита в работах Shubik et al. (1996), Shubik & Ermakov (1997, 1999), Shubik (2006). Модификации СЭТ включают статистически оптимальное обобщение, т. н. алгоритм адаптивного максимального правдоподобия (Kushnir et al., 2013) и метод амплитудных спектров (Bryksin et al., 2015).

Kao & Shan (2004) разработали алгоритм сканирования источника (АСИ), в котором локации определяются с помощью функции яркости, создаваемой посредством суммирования абсолютных амплитуд нормализованных сейсмограмм, записанных большим количеством сейсмоприемников. Подход АСИ был позднее усовершенствован Baker et al. (2005), Kao & Shan (2007), Liao et al. (2012), Grigoli et al. (2014) и др.

Rentsch et al. (2007) предложили процедуру суммирования трехкомпонентных данных с весами в виде коэффициентов для гауссовых пучков в выбранном временном интервале, включающем несколько циклов вступления продольных волн.

Gharti et al. (2010) предложили проецировать сейсмические волновые поля в лучевую координатную систему, рассчитывать их огибающую и суммировать вдоль кривых кинематических поправок продольных и поперечных волн.

Zhang & Zhang (2013) применили суммирование с весовыми коэффициентами, основанными на семблансе, с целью выявления когерентности продольных и поперечных волн для набора сейсмоприемников. Они использовали взаимную корреляцию между разными компонентами с целью измерения сходства продольных и поперечных волн после суммирования.

Наконец, Haldorsen et al. (2013) предложили подход миграционного типа в частотной области с использованием деконволюции с весовыми коэффициентами, учитывающими когерентность, и применили метод к экспериментальным данным, зарегистрированным с помощью трехкомпонентных сейсмоприемников в двух скважинах. Мера когерентности как инструмент микросейсмической визуализации был также использован Eaton et al. (2011) и Chambers et al. (2014).

Grigoli et al. (2013) предложили суммировать соотношения средних амплитуд в коротком и длинном временных окнах, рассчитанных для исходных сейсмических данных.

Методы локации, перечисленные выше, не требуют ручного пикирования первых вступлений, однако ни один из них не принимает во внимание изменения полярности вследствие механизма формирования разлома, послужившего источником микросейсмического события, и не разрешает проблему деструктивной интерференции сигнала (Zhebel, 2014).

В последнее время ряд авторов представили локационные методы, которые учитывают изменения полярности. Так, Gharti et al. (2011) применили визуализацию на основе моделирования в обратном времени, усовершенствованную при помощи одновременной оценки тензора сейсмического момента (ТСМ), и протестировали свой подход на синтетических данных для сложной модели рудника.

Rodriguez et al. (2012) предложили метод одновременного определения времени, локации и ТСМ события посредством «словарного» подхода и теории разреженных представлений.

Dricker et al. (2012) ввели статистически оптимальное обобщение метода СЭТ с одновременной оценкой механизма очага посредством сеточного поиска среди всех возможных

механизмов, описываемых четырьмя параметрами (продольной составляющей, углом простираения, углом падения, азимутом падения).

Метод локации, основанный на дифракционном суммировании, т. е. суммировании амплитуд волн вдоль кривых кинематических поправок, был предложен автором в работе AI (см. также AI-AXI), а позднее усовершенствован Zhebel & Eisner (2012, 2015), которые объединили дифракционное суммирование с процедурой построения TCM (Sipkin 1982), а также протестировали устойчивость усовершенствованного метода к шуму. Усовершенствованная подобным образом техника дифракционного суммирования лежит в основе предлагаемого метода визуализации.

Основное отличие данного подхода от других методов, упомянутых выше, состоит в том, что описание механизма источника с помощью тензора момента производится одновременно с суммированием амплитуд для каждой точки сетки. Помимо этого, в данном исследовании тензор момента описывается шестью независимыми параметрами, в отличие от четырех параметров, используемых Dricker et al. (2012). Более того, подход, использующий линейаризованное обращение, может быть реализован эффективнее, чем сканирование параметров источника, предложенное Dricker et al. (2012).

Метод локации с помощью модифицированного дифракционного суммирования, включенный в настоящее исследование, в некоторой степени схож с методом миграционной визуализации тензора момента, представленном Chambers et al. (2013, 2014). Тем не менее, в отличие их метода, он производит не шесть значений суммированных значений, по одному для каждой компоненты, а только одно значение для каждого узла сетки. Наличие единственного значения подразумевает более эффективную реализацию, и, кроме того, превосходит наглядный способ воплощения концепции автоматического обнаружения событий, предложенной в разд. 2.1.3.

1.3 Научная новизна и значимость исследования

Данное исследование посвящено новому методу совместного обнаружения, локации и определения механизмов очагов микросейсмических событий, именуемому здесь и далее как дифракционное суммирование с построением тензора момента (diffraction stacking with moment tensor inversion или DSMTI).

Основная цель настоящей работы – произвести обширное исследование развиваемого метода и показать границы его применимости при обработке реальных данных. Это включает в себя сравнительный анализ получаемых местоположений и механизмов очагов микросейсмических событий, а также применение метода к набору реальных экспериментальных данных, зарегистрированных при мониторинге ГРП на месторождении сланцевого газа.

Представленная в данной работе методология содержит следующие принципиально новые разработки:

- Алгоритм совместного обнаружения микросейсмических событий, основанный на анализе зависимости максимальных значений изображающей функции от времени;
- Алгоритм оценки достоверности обнаружения событий, основанный на анализе сембланса суммируемых амплитуд;
- Способ выбора и коррекции сейсмических амплитуд, используемых при расчете сембланса, в соответствии с диаграммой излучения события;
- Алгоритм определения местоположений событий, в основе которого лежит преобразование изображающей функции в пространственное распределение плотности вероятности.

С точки зрения научной новизны можно выделить следующие оригинальные аспекты настоящего исследования:

- Сравнительный анализ местоположений и механизмов очагов, полученных для ряда реальных микросейсмических событий с высоким ОСШ с помощью двух независимых методов.
- Анализ местоположений и механизмов очагов реальных микросейсмических событий, полученных с помощью предлагаемого метода при обработке трехдневных реальных

данных, зарегистрированных поверхностной системой сейсмоприемников в ходе мониторинга ГРП.

- Исследование подхода, направленного на повышение достоверности обнаружения микросейсмических событий с низким ОСШ и нетривиальными диаграммами излучения.

Основная теоретическая значимость данной работы заключается в представлении ряда инновационных методик. Прежде всего, это методы совместного обнаружения и оценки достоверности микросейсмических событий, а также подход, позволяющий поднять достоверность обнаружения посредством повышения сембл-амплитуд, соответствующих реальным событиям. Также произведено важное с теоретической точки зрения усовершенствование алгоритма локации. Алгоритм является первым шагом к полноценной статистической концепции определения местоположения события на основе дифракционного суммирования. Результаты проведенных исследований демонстрируют большой потенциал метода в обнаружении и определении гипоцентров низкоэнергетических микросейсмических событий.

Практическая значимость данного исследования заключается в том, что предложенный метод визуализации применим к непрерывным наборам реальных данных и может обеспечить получение надежных местоположений микросейсмических событий. С помощью предложенной методологии автоматически и с достаточной степенью надежности определяются разнообразные типы механизмов очагов. Подход может быть эффективно реализован, что чрезвычайно необходимо для мониторинга интенсификации добычи в реальном времени.

Следующие аспекты подтверждают достоверность и правильность полученных результатов:

- использование строгого математического аппарата, общепризнанных численных методов и проверенного коммерческого программного обеспечения;
- контроль качества обращения амплитуд при построении TCM.
- использование плотной пространственной сетки и достаточно малого шага по времени при решении задач обнаружения и локации;
- успешный сравнительный анализ локаций и механизмов очагов, полученных с помощью разработанного метода и стандартного ручного метода локации.
- использование надежных экспериментальных данных и проверенной скоростной модели.

Из вышесказанного следует, что данное исследование является значительным вкладом в развитие области знаний, связанной с визуализацией и мониторингом микросейсмических событий.

1.4 Личный вклад

Все результаты, представленные в настоящей диссертации, получены автором самостоятельно или на равных правах с соавторами.

Основополагающая идея определения местоположения источника колебаний посредством дифракционного суммирования была первоначально разработана автором в сотрудничестве с проф. д.ф.-м.н. Б.М. Каштаном и проф. д.ф.-м.н. В.Н. Трояном из Санкт-Петербургского государственного университета (СПбГУ), а также проф. д.н. Д. Гаевски, д.н. Э. Тессмером и д.н. К. Ванелле из Гамбургского университета. Однако расширение методологии, связанное с тензором сейсмического момента, было предложено д.н. Л. Айснером из Академии Наук Чешской Республики (АН ЧР) и О. Жебель из Гамбургского университета (Zhebel & Eisner, 2012, 2015).

В настоящей диссертации упомянутые концепции исследуются, развиваются и обобщаются с целью включения автоматического обнаружения и оценки достоверности микросейсмических событий, оценки погрешности определения их местоположений и описания механизмов очага.

Личный вклад автора заключается, главным образом, в теоретической разработке и программной реализации наиболее значимых компонентов предлагаемого метода:

- алгоритма дифракционного суммирования с коррекцией суммируемых амплитуд согласно определяемому тензору сейсмического момента;

- алгоритма автоматического совместного обнаружения событий;
- алгоритма проверки достоверности обнаружения событий по когерентности суммируемых амплитуд;
- алгоритма трехмерной локации с оценкой погрешности определения местоположения;

Менее значимые компоненты метода были взяты в исходном виде, либо реализованы заново:

- алгоритм определения тензора сейсмического момента посредством обращения сейсмических амплитуд по методу наименьших квадратов;
- алгоритм локации по методу максимального правдоподобия времени распространения (для сравнительного анализа);
- разнообразные подпрограммы для чтения сейсмических форматов данных, построения графиков и обработки больших объемов данных.

Алгоритм расчета времен пробега волн, основанный на методе «быстрого заметания» (Zhao, 2005) был изначально разработан И. Абакумовым из СПбГУ. Этот алгоритм был адаптирован и усовершенствован автором диссертации, чтобы соответствовать требованиям к эффективности разрабатываемого программного обеспечения.

Алгоритм повышения сембланта и сопутствующая стратегия выбора сейсмоприемников были разработаны в сотрудничестве с Ф. Станеком из АН ЧР, который на основе синтетических численных данных провел обширное исследование по этой теме.

Расчеты результатов для больших объемов непрерывных микросейсмических данных были выполнены при непосредственном участии Я. Валенты из АН ЧР, который также внес значимый вклад в организацию процесса визуализации и геологическую интерпретацию результатов.

1.5 Апробация работы

Теоретические и практические аспекты предлагаемого метода широко обсуждались на научных семинарах в Лаборатории динамики упругих сред (Кафедра физики Земли, СПбГУ), в Группе прикладной геофизики (Институт Геофизики, Гамбургский университет) и в Институте структуры и механики горных пород АН ЧР.

Результаты работы докладывались и обсуждались на следующих конференциях и симпозиумах:

- Wave Inversion Technology Consortium Meeting (Hamburg, Germany, 2006, 2007, 2008);
- Международная научно-практическая конкурс-конференция молодых специалистов «Геофизика» (Санкт-Петербург, Россия, 2007, 2009)
- SEG International Exposition & Annual Meeting (San Antonio, USA, 2007, Houston, USA, 2013 and Denver, USA, 2014);
- EAGE Annual Conference & Exhibition (London, UK, 2007 and Amsterdam, The Netherlands, 2009);
- Saint Petersburg EAGE Conference & Exhibition (St. Petersburg, Russia, 2008);
- Конференция молодых специалистов «ГЕОПЕРСПЕКТИВА» (Москва, Россия, 2009).

По теме диссертации опубликовано 16 научных работ (AI–AXVI). Среди них 7 научных работ (AI; AIV; AVI; AIX; AXIII; AXIV; AXVI) индексируются базами данных Web of Science Core Collection и Scopus, включая 3 статьи (AXIII; AXIV; AXVI), опубликованные в высокорейтинговых научных журналах.

2 МЕТОДОЛОГИЯ

Глава посвящена теоретическим основам метода DSMTI. Сначала повторяются основные принципы локации с помощью дифракционного суммирования. Затем вводится усовершенствованный подход, использующий обращение в тензор момента. После следуют описания нового алгоритма обнаружения событий, подхода, позволяющего оценивать правильность обнаружения посредством анализа меры когерентности, и усовершенствованного алгоритма локации. Затем представлена справочная информация, касающаяся тензора сейсмического момента и диаграмм, позволяющих визуализировать механизмы очагов. Наконец, дается описание нового подхода, позволяющего повысить когерентность суммируемых амплитуд, соответствующих реальным микросейсмическим событиям.

2.1 Обнаружение и локация микросейсмических событий с помощью дифракционного суммирования

2.1.1 Основные принципы дифракционного суммирования

Методология дифракционного суммирования и его теоретическое обоснование подробно описаны в работах (AI-AIV). В данном разделе дается краткое изложение основных принципов.

Прежде всего, как уже упоминалось во введении, скоростная модель подповерхностного пространства предполагается известной. Также предполагается, что сейсмические события вызваны точечными источниками. Другими словами, размеры области источника считаются относительно небольшими по сравнению с длиной волны излучаемого сигнала. Положение гипоцентра так называемой акустической эмиссии может быть восстановлено с помощью измерений сейсмоприемников (чаще всего подразумевается поверхностная расстановка сейсмоприемников) посредством дифракционного суммирования, описание которой представлено далее.

Исследуемая пространственная область дискретизируется и каждый узел сетки считается потенциальным положением источника или так называемой изображающей точкой. Другими словами, каждая изображающая точка представляет собой возможную точку дифракции, излучающую сейсмическую энергию. Термин «дифракционное суммирование» берет начало от широко известных работ Тимошина (Timoshin, 1972) и Клербо (Claerbout 1971, 1984). Понятие было первоначально связано с сейсмической миграцией и получением изображений отражающих границ как совокупностей точек дифракции (в рамках принципа взрывающейся границы). В данной работе дифракционное суммирование имеет отношение к визуализации реальных источников возбуждения.

Для простоты предполагается, что метод локации использует сигнал продольных волн (который обычно записан вертикальными составляющими данных), но метод может быть также сформулирован и для поперечных волн. Скоростная модель используется для вычисления годографов (кривых кинематических поправок) продольных волн от каждой изображающей точки до всех позиций сейсмоприемников, которые обусловлены геометрией системы экспериментальных наблюдений. Метод расчета пробега волн зависит от того, насколько сложна скоростная модель пространства. В маловероятном случае однородной модели времена пробега вычисляются аналитически. Это может быть сделано также для моделей с постоянным градиентом скорости. Однако в неоднородных средах годографы могут быть получены только численно. Это требует различных программ трассировки лучей или программ решения уравнения эйконала.

После расчета времен пробега амплитуды волновых полей со всех трасс суммируются вдоль рассчитанных кривых кинематических поправок. Поскольку время возникновения сейсмического события (т. е. момент времени, когда началось излучение) заранее неизвестно, значение изображающей функции $F_0(\mathbf{r}, t)$ может быть получено путем суммирования для всех возможных времен возникновения t :

$$F_0(\mathbf{r}, t) = \left| \sum_{R=1}^{N_R} A_R(t + T_R(\mathbf{r})) \right|, \quad (1)$$

где \mathbf{r} представляет собой радиус-вектор, определяющий пространственное положение (x, y, z) изображающей точки, $T_R(\mathbf{r})$ есть время пробега продольной волны от изображающей точки \mathbf{r} до сейсмоприемника R , N_R – число сейсмоприемников, а A_R есть наблюдаемая сейсмоприемником R амплитуда волнового поля.

Модуль суммы в формуле (1) используется для того, чтобы одинаковым образом учитывать положительные и отрицательные значения суммированных амплитуд и иметь возможность использовать положительный максимум изображающей функции в качестве индикатора корректного местоположения и времени возникновения события.

2.1.2 Дифракционное суммирование с построением TCM

Микросейсмические события обычно имеют диаграммы излучения невзрывного типа, т. е. излучение продольных (и поперечных) волн не изотропно и его полярность зависит от направления угла засылки луча для каждой пары вида изображающая точка – позиция сейсмоприемника. В результате, полярности амплитуд могут быть как положительными, так и отрицательными. Например, для источника сдвигового типа в виде двойной пары сил значение суммы, для истинного местоположения источника и истинного времени возникновения равняется нулю (т. е. значение $F_0(\mathbf{r}, t)$ в формуле (1) равно нулю), если сейсмоприемники расположены симметрично по отношению к эпицентру источника. Эту проблему можно преодолеть, если использовать абсолютные значения амплитуд, что может сработать для данных с высоким ОСШ. Но суммирование абсолютных значений не подавляет шум (а подавление шума является основным преимуществом методов миграционного типа) столь же эффективно, как совместное суммирование положительных и отрицательных значений амплитуд волновых полей.

Чтобы решить эту проблему, при применении процедуры суммирования следует принимать во внимание полярность сигнала. Полярность потенциального микросейсмического события можно оценить путем вычисления TCM в каждой изображающей точке и для каждого потенциального времени возникновения с использованием обращения амплитуд, соответствующих временам пробега волн, т. е. амплитуд волновых полей A_R из формулы (1).

Sipkin (1982) продемонстрировал, что TCM может быть эффективно рассчитан с помощью обращения по методу наименьших квадратов. TCM может быть представлен в векторной форме \mathbf{M} с 6 независимыми компонентами, обсуждаемыми далее в разд. 2.2.1. Это позволяет записать следующую формулу (Sipkin, 1982)

$$\mathbf{M}(\mathbf{r}) = \left(\sum_{R=1}^{N_R} \mathbf{G}_R^T(\mathbf{r}) \mathbf{G}_R(\mathbf{r}) \right)^{-1} \mathbf{d}(\mathbf{r}), \quad (2)$$

где $\mathbf{G}_R(\mathbf{r})$ есть вектор пространственных производных упругодинамической функции Грина для сейсмоприемника R , а вектор $\mathbf{d}(\mathbf{r})$ рассчитывается при помощи амплитуд события

$$\mathbf{d}(\mathbf{r}) = \sum_{R=1}^{N_R} A_R(t + T_R(\mathbf{r})) \mathbf{G}_R(\mathbf{r}). \quad (3)$$

Более детально теория построения тензора момента посредством обращения амплитуд, включая вопросы стабильности обращения, представлена в работах Zhebel & Eisner (2012, 2015) и Staněk et al. (2014). При расчете TCM выбирается подходящее приближение функции Грина (см., например, Aki & Richards, 2002; Červený, 2001), в зависимости от сложности среды и модели эксперимента.

Определение TCM производится для каждого потенциального времени t и для каждой изображающей точки \mathbf{r} т. е. ни местоположение, ни время возникновения микросейсмического события не известны. Далее рассчитанный тензор момента используется при построении усовершенствованной четырехмерной изображающей функции $F(\mathbf{r}, t)$ для коррекции полярности суммируемых амплитуд:

$$F(\mathbf{r}, t) = \left| \sum_{R=1}^{N_R} \phi_R(\mathbf{r}) A_R(t + T_R(\mathbf{r})) \right|, \quad (4)$$

где ϕ_R представляют собой корректирующие коэффициенты

$$\phi_R(\mathbf{r}) = \text{sign}(\mathbf{M}(\mathbf{r})\mathbf{G}_R(\mathbf{r})), \quad R = 1 \dots N_R, \quad (5)$$

которые выборочно меняют знаки амплитуд A_R и способствуют конструктивной интерференции амплитуд сигнала.

Как следствие, визуализация источников невзрывного типа (например, источников сдвигового типа) с помощью изображающей функции $F(\mathbf{r}, t)$ имеет преимущество по сравнению с обычной изображающей функцией $F_0(\mathbf{r}, t)$ благодаря повышенным значениям суммы амплитуд событий и более выраженному подавлению помех.

В конечном итоге, местоположение и время возникновения события соотносятся с максимумом в четырехмерном пространственно-временном объеме, описываемом функцией $F(\mathbf{r}, t)$. Если же требуется определить только местоположение или четырехмерный поиск занимает много времени, в качестве альтернативы можно снять временную размерность посредством суммирования квадратов значений функции по времени t :

$$F_s(\mathbf{r}) = \sum_t F^2(\mathbf{r}, t). \quad (6)$$

Такой подход оставит зависимость лишь от пространственных координат, при этом наиболее вероятное местоположение события будет соответствовать узлу сетки с максимальным значением функции $F_s(\mathbf{r})$. Идея суммирования квадратов значений изображающей функции следует из теории построения сейсмических изображений при помощи интегрирования по траекториям (Landa et al., 2006).

Описанный алгоритм позволяет определять местоположение источника из данных без выделения вступлений на конкретных трассах. Однако такой подход подразумевает, что временное окно обрабатываемых данных должно содержать лишь одно сейсмическое событие, иначе сигналы от нескольких событий будут накладываться, и определяемое местоположение будет иметь сдвиг.

2.1.3 Совместное обнаружение событий

Микросейсмические данные всегда содержат рассеянную энергию и помехи, которые могут привести к множественным локальным максимумам функции $F(\mathbf{r}, t)$. Таким образом, требуется определенный критерий, чтобы определить максимум, соответствующий первому вступлению (т. е. истинному времени возникновения и истинному местоположению) события и выяснить пределы разрешающей способности при определении времени нескольких событий. Для этого была разработан новый алгоритм совместного обнаружения событий, заключающийся в следующем.

Для каждого времени t оценивается максимум изображающей функции по всем потенциальным локациям (при этом предполагается только одно событие в любой момент времени t):

$$F_t(t) = \max_{\mathbf{r}} F(\mathbf{r}, t). \quad (7)$$

Ведущие локальные максимумы функции $F_t(t)$ (далее именуемой функцией максимальной суммы) случаются на временах, соответствующих временам возникновения микросейсмических событий. Эти локальные максимумы могут быть найдены с помощью «спусковых» алгоритмов, обычно используемых для автоматического пикирования сигнала, как, например, в методе STA/LTA (Short Term Average / Long Term Average, см., например, Withers et al., 1998; Trnkoczy, 2002).

Импульсы, характеризующие микросейсмические события, обнаруживаются посредством измерения соотношения средних значений функции максимальной суммы в скользящих временных окнах, коротком и длинном, и сравнением этого соотношения с заранее заданным пороговым значением STA/LTA. Поскольку сейсмические волны рассеиваются в приповерхностной зоне или вдоль траектории распространения, функция максимальной суммы может иметь несколько экстремумов, соответствующих более поздним вступлениям. Таким образом, необходимо убедиться, что для обнаружения и определения местоположения события выделяется только первый (ведущий) максимум в группе.

Очевидно, что количество выявленных событий будет зависеть от ОСШ функции максимальной суммы, измеряемого по соотношению STA/LTA. Если порог обнаружения STA/LTA слишком высок, будет обнаружено малое количество событий, но будет высока вероятность, что обнаруженные события реальные. Если же используется слишком низкий порог, ложные события могут быть обнаружены как реальные (Thornton & Eisner, 2011).

2.1.4 Оценка достоверности обнаружения

Установление различия между реальным событием и ложным может быть улучшено благодаря использованию дополнительной информации, выходящей за рамки ОСШ. Чтобы избежать ложного обнаружения событий из-за высоких значений ОСШ, вызванных локальными резкими скачками в записанных данных, отобранные события могут быть проверены с использованием т.н. сембланса (меры когерентности, известной также как коэффициент подобия) амплитуд A_R , скорректированных с помощью коэффициентов ϕ_R :

$$S(\mathbf{r}, t) = \frac{\left[\sum_{R=1}^{N_R} \phi_R(\mathbf{r}) A_R(t + T_R(\mathbf{r})) \right]^2}{N_R \sum_{R=1}^{N_R} [\phi_R(\mathbf{r}) A_R(t + T_R(\mathbf{r}))]^2}. \quad (8)$$

Формула (8) является упрощенным определением сембланса, введенного в работе Neidell & Taner (1971), в которой было показано, что подобная мера когерентности представляет собой отношение энергии сигнала к суммарной энергии данных. Значения сембланса варьируются от 0 до 1. Высокие значения сембланса, близкие к 1, указывают на то, что событие, скорее всего, является реальным, поскольку сигнал зарегистрирован на большинстве сейсмических трасс и большое значение суммы не связано с зашумленностью нескольких сейсмоприемников (распространенная проблема при наземном мониторинге). Малые значения сембланса указывают на обратную ситуацию, когда амплитуды состоят в основном из случайного шума. Расчет сембланса для каждого обнаруженного события позволяет производить проверку достоверности этих событий на основе выбранного заранее порогового значения сембланса.

2.1.5 Локация обнаруженных событий

После того, как событие обнаружено, его достоверность проверена, и время возникновения t_0 определено, местоположение может получено с помощью трехмерного среза изображающей функции для времени t_0 :

$$F_r(\mathbf{r}) = F(\mathbf{r}, t_0). \quad (9)$$

Функцию $F_r(\mathbf{r})$ можно рассмотреть как аппроксимацию функции правдоподобия, а ее максимум тогда будет ассоциироваться с наиболее вероятным положением гипоцентра обнаруженного события. Тем не менее, точность такого подхода ограничена шагом пространственной сетки в области локации.

Чтобы преодолеть эту проблему, можно преобразовать функцию $F_r(\mathbf{r})$ следующим образом:

$$P(\mathbf{r}) = C \cdot \exp \left[-\frac{\left(F_r(\mathbf{r}) - \max_{\mathbf{r}} F_r(\mathbf{r}) \right)^2}{2\sigma^2} \right], \quad (10)$$

т.е. сформировать распределение, близкое к нормальному (гауссовому). Величина σ в формуле (10) представляет собой стандартное отклонение значений функции $F_r(\mathbf{r})$, а C является нормализующей константой, подобранной таким образом, чтобы сумма значений функции $P(\mathbf{r})$ в пределах объема, заданного пространственной сеткой, равнялась 1. Другими словами, построенная таким образом функция $P(\mathbf{r})$ удовлетворяет интегральному свойству плотности вероятности (см., например, Tarantola, 2005). Тем самым, наиболее вероятные координаты местоположения события будут определяться из соотношений

$$x_0 = \sum_x \left(x \cdot \sum_{y,z} P(\mathbf{r}) \right), \quad (11)$$

$$y_0 = \sum_y \left(y \cdot \sum_{x,z} P(\mathbf{r}) \right), \quad (12)$$

$$z_0 = \sum_z \left(z \cdot \sum_{x,y} P(\mathbf{r}) \right). \quad (13)$$

Преимущество использования функции $P(\mathbf{r})$ состоит в том, что координаты местоположения, определяемые вышеописанным образом, не ограничены узлами пространственной сетки. Другим выгодным преимуществом является возможность оценки погрешности определения координат в виде:

$$\sigma_x = \pm \sqrt{\sum_x \left((x - x_0)^2 \cdot \sum_{y,z} P(\mathbf{r}) \right)}, \quad (14)$$

$$\sigma_y = \pm \sqrt{\sum_y \left((y - y_0)^2 \cdot \sum_{x,z} P(\mathbf{r}) \right)}, \quad (15)$$

$$\sigma_z = \pm \sqrt{\sum_z \left((z - z_0)^2 \cdot \sum_{x,y} P(\mathbf{r}) \right)}. \quad (16)$$

Позиционные погрешности диктуются ОСШ событий. При использовании поверхностной геометрии приемной системы погрешность по вертикали более чувствительна к шуму в силу взаимосвязи времени возникновения и кажущейся глубины событий, в то время как обе погрешности, и горизонтальная, и вертикальная быстро убывают с повышением ОСШ (Thornton & Eisner 2011).

2.1.6 Расчет тензора момента

Для полноценной визуализации каждого обнаруженного и локализованного события необходимо определить его механизм очага. С этой целью для каждого сейсмоприемника рассчитывается время прихода волны от известного гипоцентра событий \mathbf{r}_0 , согласующееся с известным временем возникновения события t_0 . Для этого момента времени посредством интерполяции исходных данных определяется амплитуда сигнала (в упрощенном варианте определяется ближайший временной отсчет и берется соответствующее ему значение амплитуды). Получившийся набор амплитуд используется для построения TCM согласно формулам (2) и (3). TCM, в свою очередь, позволяет описать механизм очага микросейсмического события.

2.2 Описание механизма очага микросейсмического события

Определение магнитуд и местоположений сейсмических событий приводит к оценкам геометрии зоны разлома и позволяет проследить некоторую динамику процесса гидроразрыва. При достаточном разрешении, гипоцентры могут даже помочь выявить плоскости сдвига или другие основообразующие структуры, контролирующие распределение сейсмических событий, и, к особому интересу инженеров-нефтяников, проверить различные гипотезы о росте трещин (Baig & Urbancic, 2010). Тем не менее, определение того, как в области разрыва распределены TCM, открывает новые горизонты в понимании процессов, лежащих в основе гидроразрыва, т. к. дает наглядное представление о деформации в непосредственной близости от источника (Baig & Urbancic, 2010).

ТСМ может быть использован для того, чтобы определить состояние напряженности вблизи зоны воздействия, объемные механизмы очага и возможные плоскости сдвига, особенно в случае микросейсмичности, индуцированной гидравлическим разрывом пласта или другим инъекционным воздействием.

2.2.1 Тензор сейсмического момента

Термин «тензор сейсмического момента» уже был введен в разд. 2.1.2. Тем не менее, в данном разделе дается краткая теоретическая справка с той целью, чтобы объяснить значение компонент тензора момента и показать, как при помощи этих компонент можно описать механизм очага микросейсмического события.

ТСМ представляет собой тензор 2 ранга:

$$\mathbf{M} = \begin{pmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{pmatrix}, \quad (17)$$

где каждый элемент M_{ij} (индексы i и j описывают направления вдоль осей x , y и z) представляет собой пару единичных противонаправленных сил, располагающихся вдоль направления i и разделенных бесконечно малым расстоянием в направлении j (см. рис. 1).

В силу симметрии, следующей из закона сохранения момента импульса (Aki & Richards, 2002), ТСМ является симметричным тензором и имеет 6 независимых компонент. Он может быть записан в векторном виде, который был использован в формулах (2) и (3)

$$\mathbf{M} = \begin{pmatrix} M_{xx} \\ M_{yy} \\ M_{zz} \\ M_{xy} \\ M_{xz} \\ M_{yz} \end{pmatrix}, \quad (18)$$

Тензор момента обеспечивает общее представление о внутренне генерируемых силах, которые могут действовать в отдельно взятой точке упругой среды. Несмотря на то, что тензор момента – идеализация, он доказал, что является хорошим приближением для моделирования сейсмического отклика (т. е. является хорошим приближением в дальней зоне) для источников, малых по сравнению с наблюдаемыми длинами волн (Shearer, 2009). Тензор момента определяет вид наблюдаемой диаграммы излучения и является удобным способом описания механизма очага микросейсмического события.

ТСМ можно разложить на три компоненты (см., например, Shearer, 2009). Компонента двойной пары сил ('double-couple' или DC) соответствует механизму сдвигового типа. Изотропная (или объемная) компонента описывает объемную деформацию (т. е. расширение или сжатие). Компонента, соответствующая механизму компенсированного линейного векторного диполя ('compensated linear vector dipole' или CLVD) одновременно описывает два типа деформации: в направлении одной из пространственных осей и в направлении двух других (частично описывает открытие и закрытие трещины).

2.2.2 Сдвиговый механизм очага

Часто при описании механизма землетрясения используется простая модель сдвига по разлому, т. е. подразумевается скачок смещения вдоль внутренней плоскости упругой среды. Плоскость разлома определяется ее простираем (φ, азимут от направления на север до линии, по которой плоскость разлома пересекает горизонтальную поверхность) и падением (δ, угол наклона плоскости разлома, отсчитанный от горизонтали). Азимут падения, λ, это угол между вектором сдвига и направлением простираения. Горизонтальное движение называется сдвигом по простираанию, а вертикальное – сдвигом по падению (взбросом или сбросом). Простираание ($0 \leq \varphi < 360^\circ$), падение ($0 \leq \delta \leq 90^\circ$), азимут падения ($-180^\circ \leq \lambda < 180^\circ$) и величина вектора сдвига, D , определяют главную сейсмическую модель разлома или фокальный механизм события. Можно показать, что сейсмическая энергия, излучаемая в результате такого разлома, моделируется

источником типа двойной пары сил, являющимся эквивалентным представлением смещения в виде системы объемных сил (Shearer, 2009). Как следствие, сдвиговый механизм очага полностью описывается DC-компонентой соответствующего тензора момента. Тензор момента, соответствующий двойной паре сил, имеет нулевой след и нулевой определитель.

Вследствие симметрии TCM, имеется две плоскости разлома, которые соответствуют модели двойной пары сил. Это является фундаментальной неоднозначностью при обращении сейсмических наблюдений в модели разломов. В общем, в рамках модели двойной пары сил есть две плоскости разлома, которые согласуются с удаленными сейсмическими наблюдениями. Плоскость реального разлома называется основной плоскостью разлома; другая называется вспомогательной плоскостью. Данная неоднозначность не является дефектом модели двойной пары сил (модель обеспечивает превосходное совпадение с сейсмическими наблюдениями), но отражает тот факт, что оба разлома воспроизводят в точности те же самые сейсмические смещения в дальней зоне.

Определение различий между основной и вспомогательной плоскостями разлома требует изучения факторов, которые выходят за рамки точечной модели источника, или использования другой информации, например, данных о местоположениях афтершоков или разломе на поверхности (Shearer, 2009). В данном исследовании основная плоскость была определена, как плоскость с более крутым падением.

2.2.3 Диаграммы механизма очага

Одним из общепринятых способов визуализации сдвигового механизма очага является представление с помощью т.н. «диаграммы пляжного мяча», или фокальной сферы. Эти диаграммы берут свое начало из традиции, когда в первые дни после землетрясения сейсмологи делали заключение о механизме формирования разлома, основываясь на данных о направлениях первых вступлений продольных и поперечных волн (рис. 2а). Диаграммы представляют собой проекции нижней полусферы, содержащие данные о направлениях первых вступлений продольных и поперечных волн. Они также демонстрируют разделение нижней фокальной полусферы на области, где первое вступление обусловлено сжимающим напряжением (затемненные квадранты) и области, где первое вступление обусловлено растягивающим напряжением (светлые квадранты). На рис. 2а ориентации стрелок показывают направления первых вступлений, их длины пропорциональны амплитудам волн. Основная и вспомогательная плоскости разлома показаны жирными линиями. Квадранты, обусловленные сжимающим напряжением, затемнены. Первые вступления продольных волн направлены наружу в квадрантах сжатия, и внутрь – в квадрантах растяжения, нодальные линии располагаются между ними. Первые вступления поперечных волн, как правило, направлены от оси давления к оси растяжения. На фокальной диаграмме для поперечных волн имеется шесть узловых точек (см. рис. 2а), а нодальные линии отсутствуют (Yanovskaya, 2008; Shearer, 2009).

Такое представление механизмов очагов землетрясений ведет к классическим «диаграммам пляжных мячей», которые характеризуют различные типы событий, такие как сдвиг, сброс, взброс, косой сброс (см. рис. 2б). Для каждого из перечисленных типов нижняя часть фокальной сферы изображена на рис. 2б слева, квадранты, обусловленные сжимающим напряжением, также затемнены. Блок-диаграммы справа демонстрируют два типа геометрии разлома (для основной и вспомогательной плоскостей разлома), которые могли создать наблюдаемую диаграмму излучения (Shearer, 2009).

2.3 Повышение сембланса для амплитуд реальных микросейсмических событий

Серьезной проблемой в дифракционном суммировании (и в других миграционных подходах) является то, что лишь несколько или даже одна сейсмическая трасса с шумом большой амплитуды может дать в результате большое значение суммы, что приведет к ложному обнаружению, т.н. «ложному срабатыванию» (Thornton & Eisner, 2011). Как уже упоминалось в разд. 2.1.4, появление подобных ложных срабатываний можно избежать с помощью сембланса.

Сембланс имеет более высокие значения для событий с амплитудами, сходными на всех отсчетах (трассах) приемной системы, включенных в суммирование. По сравнению с простыми

методами суммирования, вычисление сембланса может помочь обнаружить события с более низким ОСШ, поскольку сембланс учитывает не только отношение сигнала к шуму, но также и когерентность амплитуд сигнала. Тем не менее, характер диаграммы направленности источника для событий, образованных преимущественно сдвиговыми механизмами, приводит к относительно низким значениям сембланса для прямых продольных волн (AXV; AXVI). Чтобы добиться высоких значений сембланса в этом случае, амплитуды должны быть скорректированы согласно диаграмме излучения источника.

Кроме того, механизмы очага, определенные для каждого потенциального местоположения события, могут служить для прогнозирования при выборе сейсмических трасс с более высоким ОСШ и устранении сейсмических трасс, которые не вносят вклада в сумму из-за слабого сигнала.

2.3.1 Коррекция амплитуд с учетом диаграммы излучения

Согласно формуле (8), значения сембланса находятся в диапазоне от 0 до 1. Минимальное значение сембланса может быть получено для ряда амплитуд с нулевой суммой (или нулевым средним), например, когда ряд амплитуд состоит из случайного гауссова шума или принадлежит диаграмме излучения события с механизмом очага типа двойной пары сил и выбран симметрично относительно нодальных линий.

Сембланс достигает максимального значения, когда ряд амплитуд распределен равномерно, т. е. все амплитуды равны между собой. Это означает, что значение сембланса, рассчитанное для амплитуд, соответствующих источнику с зависимой от направления полярностью, никогда не достигнет максимума.

Таким образом, чтобы компенсировать неравномерность амплитуд и повысить значения сембланса, был предложен новый подход, которая включает в себя коррекцию исходных амплитуд с учетом не только полярности, но и полной диаграммы излучения, полученной в результате обращения амплитуд и построения TCM.

Пусть A_R будет, как и раньше, исходной амплитудой события, наблюдаемой в сейсмоприемнике R . Также пусть B_R будет моделируемой амплитудой, рассчитанной для сейсмоприемника R в соответствии с тензором сейсмического момента \mathbf{M} , полученным обращением всех амплитуд A_R по формулам (2) и (3):

$$B_R = \mathbf{M}\mathbf{G}_R. \quad (19)$$

Далее сембланс рассчитывается для ряда амплитуд, в полной мере скорректированных с учетом диаграммы излучения

$$A_R^E = \frac{A_R}{B_R} \quad (20)$$

в отличии коррекции с учетом лишь одной полярности

$$A_R^P = A_R \cdot \text{sign}(B_R). \quad (21)$$

Эффект, который вносят данные типы коррекций, иллюстрирует рис. 3, где изображены три набора амплитуд (A_R , A_R^P and A_R^E), распределенных в рамках стандартной звездобразной системы сейсмоприемников. Сембланс исходных амплитуд без какой-либо коррекции близок к нулю (см. рис. 3a), так как они имеют среднее значение, близкое к нулю. Сембланс амплитуд с коррекцией полярности (формула (21), рис. 3b) значительно выше, достигает значения 0.657 благодаря тому, что эти амплитуды в большинстве своем положительны. Наконец, рис. 3c показывает пример амплитуд, скорректированных и по величине, и по полярности, т. е., согласно формуле (20), с учетом механизма очага, полученного обращением исходных амплитуд. В этом случае сембланс не достигает максимального единичного значения только лишь по причине того, что нормализующие амплитуды B_R не учитывают эффекта геометрического расхождения.

Этот простой численный пример показывает, что благодаря полноценной коррекции амплитуд с учетом диаграммы излучения происходит значительное усиление значений сембланса. Неоднородность амплитуд, связанная с геометрически расхождением вносит лишь незначительную разницу порядка 1% (0.009) от максимального значения сембланса (см. рис. 3c).

2.3.2 Стратегия выбора сейсмоприемников

В реальных экспериментальных данных сейсмоприемники вблизи нодальных линий либо не содержат полезного сигнала, либо этот сигнал очень слабый. Другие сейсмоприемники также могут быть сильно зашумлены вследствие локальных источников шума, таких как инжекционные насосы (насосы поддержания пластового давления), дороги и т.п. Такие сейсмоприемники имеют низкое ОСШ и ухудшают значения сембланса, поднимая в то же время уровень шума. В особенности это очевидно для сейсмоприемников вблизи нодальных линий, где прогнозируемые амплитуды сигнала очень малы (в приближении для дальней зоны). Для таких сейсмоприемников шум не только преобладает над сигналом, но и, помимо этого, еще больше усиливается из-за малых нормализующих амплитуд, прогнозируемых диаграммой излучения (т.е. значения B_R в формуле (20) малы по сравнению с A_R). Сейсмический шум от инжекционных насосов, дорог и т.п. источников шума может серьезно повлиять на результат. Чтобы это преодолеть, предлагается стратегия выбора сейсмоприемников, осуществляемая в два шага, как показано на схеме рабочего процесса, представленной на рис. 4.

На первом шаге выбираются только те сейсмоприемники, где ожидаются высокие амплитуды сигнала (вдали от нодальных линий). На втором шаге выбираются сейсмоприемники с незначительной разницей между наблюдаемыми и ожидаемыми амплитудами (т.е. где разница между A_R и B_R мала). Это позволяет эффективно устранить сейсмоприемники, где шум преобладает над сигналом. Важно отметить, что выбор сейсмоприемников влияет только на расчет сембланса. Алгоритм исходного определения механизма очага по-прежнему использует все возможные сейсмоприемники.

Предложенная стратегия выбора сейсмоприемников, изображенная на рис. 4, спланирована таким образом, чтобы усилить характерные особенности сембланса для реальных событий. Следовательно, она улучшает алгоритм контроля достоверности событий, описанный в разд. 2.1.4, а значит и надежность обнаружения микросейсмических событий в целом.

3 ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Метод DSMTI был применен к реальному набору экспериментальных данных, собранных в ходе микросейсмического мониторинга ГРП на Вудфордском месторождении сланцевого газа в штате Оклахома, США. Данные были предоставлены компанией Newfield Exploration Mid-Continent Inc. Данное исследование не подразумевает какой-либо существенной интерпретации результатов с геологической, петрофизической или инженерной точки зрения и посвящено в основном сравнительному анализу метода DSMTI.

3.1 Геологическая справка

Бассейн Аркома является одной из самых значительных областей добычи газа на территории США. Он простирается с востока на запад через штаты Оклахома и Арканзас (см. рис. 5) и представляет собой палеозойский осадочный бассейн (возраст сланцевых пород в большей степени принадлежит позднедевонской эпохе) с несколькими этапами образования осадочных пород (Cardott, 2013). Из всех составляющих осадочных комплексов бассейна Аркома, формация Вудфорд (также известная как формация Чаттануга в штате Арканзас) является, очевидно, наиболее продуктивной по добыче нефти и газа (Spötl et al., 1998). Помимо бассейна Аркома, Вудфордские глинистые сланцы встречаются на всем протяжении штатов Оклахома и Арканзас, а другими значимыми бассейнами являются Ардмор и Анадарко.

Осадконакопление в формации Вудфорд началось в эпоху эпиконтинентальных морей (Agrawal, 2009), и по мере повышения уровня моря повышалось и содержание органических составляющих. Толщина формации Вудфорд варьируется между 15 м и 67 м в бассейне Аркома (Agrawal, 2009), в то же время, согласно Cardott (2013), она может превышать 90 м в бассейне Анадарко. Наименьшая толщина наблюдается в центре бассейна и увеличивается по мере приближения к краям. Формация залегает на глубинах от 2000 м до 4000 м (Guo et al., 2010).

Со стратиграфической точки зрения формация Вудфорд подразделяется на три основных образования – Верхнее, Среднее и Нижнее – в соответствии с анализом палиноморф, геохимическим анализом и каротажными кривыми (Cardott, 2013). Верхнее и Нижнее образования богаты на органику.

Выходы формации Вудфорд на дневную поверхность демонстрируют ломкие черно-серые породы сланца с отчетливой естественной трещиноватостью, характеризующейся тремя типами трещин. Трещины первого типа приблизительно параллельны направлению падения плоскости напластования. Трещины второго типа параллельны падению напластования, а трещины третьего типа расположены под наклоном к простиранию и осевой линии формации (Cardott, 2008; Agrawal, 2009).

На глубине нефтегазоносного пласта определяются две основные системы трещин – основная, в направлении с востока на запад, и вторичная, в направлении ВСВ-ЗЮЗ (Waters et al., 2009). Вторичная система трещин характеризует направление, которое, в соответствии с информацией, представленной на Всемирной Карте Напряжений (World Stress Map, Heidbach et al., 2008), согласуется с преобладающим направлением максимального напряжения на прилегающих территориях (см. рис. 5). Данное направление также идентифицируется по ориентациям индуцированных трещин на наклонограммах и по результатам микросейсмического мониторинга ГРП (Waters et al., 2009).

3.2 Геометрия системы наблюдений

Геометрия системы наблюдений, использовавшаяся в эксперименте по микросейсмическому мониторингу, показана на рис. 6. Для регистрации пассивных сейсмических данных были использованы десять линий (рукавов) поверхностной звездообразной расстановки геофонов, записывающих вертикальную компоненту скорости смещения. Количество геофонов на одном рукаве варьировалось от 54 до 122, в общей сложности было использовано 911 приборов. Среднее расстояние между сейсмоприемниками составило 23 м. Параллелепипед на рис. 6 очерчивает область интереса вокруг горизонтальных частей скважин, где ожидалось наибольшее количество микросейсмических событий.

3.3 Калибровка скоростной модели

Для данного исследования была предоставлена трехмерная модель скоростей продольных волн для неоднородной изотропной среды (рис. 6). Модель была получена по результатам активной сейсморазведки, отрегулирована по имеющимся данным акустического каротажа и подразумевала достаточно хорошее изображение среды на глубине пласта, стимулируемого гидравлическим разрывом. Пространственная дискретизация модели составила 22.86 м (или 75 футов). Времена пробега продольных волн от сейсмоприемников к узлам пространственной сетки были рассчитаны при помощи трехмерной реализации метода «быстрого заметания» (fast sweeping method или FSM) для уравнения эйконала (Zhao, 2005).

С целью калибровки предоставленной скоростной модели и получения более правдоподобных результатов локации метод DSMTI был применен к данным, зарегистрированным в ходе простреливания четырех перфорационных отверстий (с заведомо известными местоположениями) на одном из уровней продуктивной скважины, расположенном по горизонтали вблизи центра приемной системы. На рис. 7 истинные местоположения перфораций показаны зелеными точками, тогда как гипоцентры, полученные с помощью DSMTI, обозначены красными крестообразными отметками, соразмерными с погрешностями локации вдоль соответствующих осей. Горизонтальные отклонения от истинных позиций не превышают 50 м, однако местоположения перфораций были определены значительно ниже самих скважин.

Чтобы компенсировать некорректную глубину, было решено откалибровать модель посредством увеличения значений скорости в каждом узле сетки всей модели на 5%. Обновленные локации перфорационных выстрелов для откалиброванной модели также показаны на рис. 7 с помощью синих крестообразных отметок. Абсолютная разность местоположений, полученных для модели с калибровкой и истинных позиций меньше двух стандартных отклонений, что указывает на то, что откалиброванная модель является надежной.

Увеличение скорости на 5% является весьма значительной корректировкой, учитывая обычную точность моделей, полученных при помощи активной сейсморазведки. Однако модель является изотропной и 5% увеличение может компенсировать возможную анизотропию VTI-типа (трансверсальную изотропию с вертикальной осью симметрии). Небольшой сдвиг полученных местоположений перфораций к востоку (возможно вызванный сложным строением приповерхностной зоны) может быть устранен посредством статических временных поправок. Тем не менее, это шаг обработки был пропущен как несущественный для данного исследования.

Тензоры сейсмического момента, определенные для каждого из перфорационных выстрелов, преимущественно содержат компоненты, отличные от сдвиговых. Процентное соотношение объемной компоненты было близко к 40%, компоненты двойной пары сил (DC) около 30% и компоненты компенсированного линейного векторного диполя (CLVD) – также 30%. Данные результаты согласуются с ожидаемым характером (со слабо выраженной сдвиговой компонентой) механизма перфорационного выстрела.

Информация о точных временных промежутках перфорационного простреливания была недоступна, поэтому не было возможности оценить точность определения времени возникновения этих событий.

3.4 Сравнительный анализ местоположений

Для оценки точности определения местоположения с помощью DSMTI был выполнен сравнительный тест для ряда крупных микросейсмических событий, видимых на отдельных сейсмических трассах. Из доступных данных было отобрано в общей сложности 34 микросейсмических события с наилучшим ОСИ. На рис. 8 показан пример сейсмических трасс для одного из этих микросейсмических событий.

Для каждого из выбранных событий использовались два независимых метода определения местоположения: метод DSMTI и метод максимального правдоподобия времени распространения (т. н. метод TML, Eisner et al., 2010), основанный на минимизации невязки между временами первых вступлений, пропикированных вручную, и временами пробега, рассчитанными для узлов пространственной сетки в исходной скоростной модели. Сравнение местоположений, полученных с помощью этих двух методов, представлено на рис. 9, где красными кругами выделены

местоположения, полученные с помощью TML, синими — с помощью DSMTI. Два местоположения для каждого события соединены черной линией.

Средняя невязка по горизонтали составила примерно 30 м, без какого-либо видимого систематического сдвига. Как и ожидалось, вертикальная точность оказалась ниже: средняя невязка по вертикали равна примерно 75 м, т. е. примерно в 2.5 раза больше, что хорошо согласуется с результатами, полученными Eisner et al. (2010). При этом местоположения, полученные с помощью DSMTI, расположены на меньших глубинах.

Детальный анализ микросейсмических данных показал, что сигнал некоторых событий на дальних выносах имеет максимумы на более низкой частоте, что согласуется с эффектом затухания прямых объемных волн (Eisner et al., 2013). Таким образом, наблюдаемый сдвиг местоположений, полученных с помощью DSMTI, может быть объяснен затуханием сигнала. Более низкая частота сигнала на дальних выносах влечет за собой более резкий наклон кривой кинематических поправок для пиковых амплитуд сигнала. Следовательно, местоположения, связанные с суммированием вдоль пиковых амплитуд будут автоматически иметь меньшие глубины (в соответствии с более сильным наклоном годографов).

Кривая зеленого цвета на рис. 8 показывает времена пробега, рассчитанные для местоположения и времени возникновения данного события, определенных с помощью DSMTI. Эти времена соответствуют наибольшим амплитудам и, как следствие, приводят к слегка измененным кинематическим поправкам (относительно первых вступлений), поскольку волновые поля в сейсмоприемниках на дальних выносах имеют меньшую несущую частоту.

Похожее поведение метода локации на основе дифракционного суммирования обсуждалось также в работах автора (AVII-AX), где метод применялся к синтетическим низкочастотным микросейсмам и определял местоположение моделируемого источника сейсмичности на глубинах меньших, чем истинное положение зоны излучения микросейсм.

Местоположения, определяемые по методу TML, основанному на ручном пикировании первых вступлений, не имеют вертикального сдвига в силу того, что затухание не влияет (так сильно) на сами первые вступления.

Калибровка скоростной модели при помощи перфорационных выстрелов не учитывает в полной мере эффект затухания, поскольку перфорационные выстрелы и индуцированные микросейсмические события обычно имеют различный спектральный состав (Einspigel & Eisner, 2012, 2014). Это также может объяснить тот факт, что местоположения некоторых событий на рис. 9, определенные с помощью DSMTI, не имеют значительного смещения относительно местоположений, определенных методом TML, поскольку эти события также имеют иной спектральный состав.

Итогом сравнительного анализа является то, что местоположения, полученные с помощью метода DSMTI, могут иметь систематический вертикальный сдвиг до 100 м, с большой степенью вероятности связанный с затуханием волновых полей и дисперсией. Тем не менее, получаемые с помощью DSMTI местоположения не имеют никакого видимого смещения в горизонтальном направлении и согласуются с местоположениями, полученными путем ручного выделения первых вступлений.

3.5 Сравнительный анализ механизмов очага

Сравнение механизмов очагов, определенных методами DSMTI и TML по характерным сдвиговым компонентам представлено на рис. 10.

В случае DSMTI механизмы очагов были определены по амплитудам данных, собранных вдоль траекторий годографов, рассчитанных для местоположений событий, определенных с помощью самого метода DSMTI. В случае TML были использованы максимальные амплитуды, выделенные вручную при пикировании.

При разложении составляющей тензора момента, соответствующей двойной паре сил, в качестве первой (основной) плоскости разлома была определена плоскость с наиболее крутым падением, и для обоих методов углы падения первой плоскости близки к 90° (см. рис. 10a). Углы падения второй (вспомогательной) плоскости демонстрируют больший разброс значений в случае DSMTI, поскольку ее падение в меньшей степени обусловлено, т. к. соответствующая ей нодальная линия не просматривается при поверхностной расстановке сейсмоприемников.

Несоответствие некоторых направлений простирания на рис. 10b объясняется тем, что некоторые из определенных механизмов очага соответствуют сдвигу по простиранию, для которого порядок плоскостей плохо определен (т. к. обе плоскости практически вертикальны). Тем не менее, углы простирания плоскостей с более крутым падением в целом хорошо соответствуют механизмам, определенным по амплитудам, выделенным вручную.

Механизмы очага, полученные обращением амплитуд, выделенных вручную (т. е. механизмы очага, определенные методом TML) считаются более точными, нежели механизмы определенные методом DSMTI. Таким образом, оставшиеся различия между механизмами на рис. 10 обусловлены погрешностью автоматизированного обращения. Это позволяет сделать вывод, что ориентации плоскостей разлома, полученные с помощью DSMTI, являются правдоподобными для большинства микросейсмических событий и согласуются с механизмами очага, полученными с помощью TML, в пределах 10 градусов.

Определяемые азимуты падения также хорошо согласуются с механизмами TML (см. рис. 10c). Большинство обработанных событий (25 из 34 протестированных) имеют азимуты падения, близкие преимущественно к $+90^\circ$ или -90° , указывая на разломы типа вертикального сдвига, а остальные 9 событий имеют азимуты падения, близкие к 0° , свидетельствующие о решении типа сдвига по простиранию.

Таким образом, сравнительный анализ показал, что компоненты автоматически определяемых механизмов очагов, ответственные за сдвиговые деформации, довольно хорошо согласуются с механизмами, определенными вручную, несмотря на то, что оставшиеся компоненты TCM демонстрируют меньшую стабильность при автоматическом определении. Более детальный качественный анализ типов механизмов требует содержательной петрофизической интерпретации, что выходит за рамки данного исследования.

3.6 Результаты визуализации микросейсмических событий

Метод DSMTI был применен для визуализации микросейсмических событий по данным за период трех полных суток в 2008 г., когда производилось несколько стадий интенсификации четырех добывающих скважин с помощью ГРП.

Для автоматического обнаружения событий использовался алгоритм, описанный в разд. 2.1.3. Пример характерного результата обнаружения для 5-минутного интервала представлен на рис. 11.

На рис. 11a верхняя кривая представляет собой функцию максимальной суммы (т. е. функцию $F_d(t)$, определенную в формуле (7) в разд. 2.1.3). «Спусковой» алгоритм STA/LTA был применен таким образом, что каждое обнаруженное событие соответствовало локальному максимуму на верхней кривой при условии, что он находился в области, активированной алгоритмом на кривой STA/LTA (средняя кривая на рис. 11a, области отмечены зеленым цветом), и, вдобавок к этому, имел достаточно высокое значение сембланса (кривая сембланса изображена в нижней части рис. 11a).

Для данного примера порог STA/LTA был выбран равным 2, а порог сембланса был равен 0.17. Таким образом, согласно рис. 11a, для данного временного интервала было обнаружено 5 событий, поскольку имеется только 5 локальных максимумов (отмеченных красными точками), которые удовлетворяют условию спускового алгоритма $STA/LTA > 2$ и критерию проверки значения сембланса $S > 0.17$.

Рис. 11b демонстрирует 15-секундное окно, взятое из данного 5-минутного интервала (в промежутке от 150 с до 165 с, содержащем одно из обнаруженных событий). В соответствии с зависимостью STA/LTA (средняя кривая на рис. 11b), имеют место 4 активированные области (заполненные зеленым цветом), где выполняется соотношение $STA/LTA > 2$. Тем не менее только одна из них содержит локальный максимум, ассоциированный с обнаруженным событием, т. к. остальные три имеют низкие значения сембланса, ниже порогового значения. Стоит обратить внимание на два характерных локальных максимума в правой части верхней кривой на рис. 11b. Эти максимумы имеют практически нулевой сембланс, что означает, что они появляются в результате высокоамплитудных, но некогерентных помех.

Важно отметить, что значения сембланса, представленные на рис. 11 были рассчитаны для того набора амплитуд, что формируют соответствующие значения максимальной суммы.

Результаты применения алгоритма повышения сембланса, описанного в разд. 2.3, для этого временного интервала данных, представлены далее в разд. 3.7.

Рис. 12 иллюстрирует инъекционные данные (данные закачивания), которые включают рассчитанное давление на забое ('bottom hole pressure' или BHP) и скорость поступления раствора ('slurry rate' или SR), построенные одновременно с гистограммой обнаруженных событий, разбитой на ячейки шириной 20 минут, при полной продолжительности 24 часа. Хорошая взаимосвязь между кривыми закачивания и числом обнаруженных микросейсмических событий показывает, что большинство событий вызваны именно гидравлическим разрывом. Такой результат вполне закономерен и доказывает надежность предлагаемого алгоритма обнаружения. Более того, стоит отметить, что все крупные микросейсмические события, т. е. события, видимые на данных отдельных геофонов по всей расстановке (в том числе 34 события, рассмотренные в разд. 3.4 и 3.5), были обнаружены с помощью данного алгоритма и имели значения STA/LTA более 4.

Как следует из рис. 11b, значение сембланса равное 0.17 слишком велико и необходимо более низкое значение для того, чтобы обнаружить события с низким ОСШ. Тем самым, обработка данных для полного трехдневного объема данных была запущена с порогом сембланса равным 0.1.

В результате, автоматический алгоритм обнаружения событий за период трех дней обнаружил 313 подтвержденных микросейсмических событий (т. е. событий с семблансом выше 0.1). Моментные магнитуды обнаруженных событий варьировались от -0.3 до -1.7, тогда как среднее ОСШ на отдельно взятой сейсмограмме могло быть в диапазоне от 1.5 до 0.07 (совокупное ОСШ для всех сейсмоприемников при этом менялось от 45 до 2).

На примере синтетических данных Staněk et al. (2014) показали, что можно надежно восстановить механизмы очагов даже для очень зашумленных сигналов (с ОСШ вплоть до 0.05 для отдельно взятых трасс). Это позволяет сделать вывод, что механизмы очагов определены достаточно надежно для большинства событий, обнаруженных с помощью метода DSMTI.

На рис. 13 показаны местоположения 313 микросейсмических событий, с цветной маркировкой, соответствующей дню, когда они были обнаружены. Таким образом, большинство событий наблюдалось в течение второго дня (зеленый цвет, 223 события), 60 событий были обнаружены в течение первого дня (красный цвет) и 30 событий — в течение третьего (синий цвет).

Группа событий, выделенных зеленым цветом, соответствует периоду, когда проводилась интенсификация в южных частях второй и третьей скважин (считая с запада на восток). Эти микросейсмические события образовали тренд в направлении примерно 70° СВ, согласующийся с региональным направлением максимального горизонтального напряжения, показанного серой стрелкой (см. рис. 13, а также рис. 5 и разд. 3.1). Можно различить несколько параллельных совокупностей событий, что заставляет предположить, что, как минимум, три отдельных параллельных трещины развились от данного интервала перфораций. Создается впечатление, что события развиваются от области интенсификации, но находятся они приблизительно на 100 м выше интенсифицированных скважин. Однако это может быть результатом вертикального смещения, наблюдавшегося при тестировании (см. разд. 3.4).

На рис. 13с показана группа событий, выделенных синим цветом и расположенных глубже других. Анализ показал, что для этой группы наблюдается в основном механизм горизонтального сдвига по простиранию, тогда как остальные события имеют преимущественно механизм вертикального сдвига.

На рис. 14 показаны полярности и амплитуды, а также фокальные сферы для двух событий, демонстрирующие сдвиговые компоненты механизмов очага, определенных с помощью обращения. Рис. 14а соответствует механизму очага типа вертикального сдвига (в данном случае – сброс). На рис. 14b показан горизонтально-сдвиговый тип механизма очага, характерный для упомянутой группы событий синего цвета, расположенной на большей глубине.

Описанная методика включает в себя одновременное обнаружение, локацию и определение механизма очага, и, очевидно, подразумевает необходимость в ресурсоемких вычислениях. Однако программный код, разработанный в ходе исследования, был оптимизирован таким образом, чтобы обработка данных, относящихся к целому дню непрерывных измерений

микросейсмичности, занимала приблизительно два дня на машине с 32 ядрами (включая вычисления времен пробега в трехмерной неоднородной среде). Исходя из грубой оценки, использование 64 ядер позволит осуществлять обработку практически в режиме реального времени. Кроме того, что особенно важно отметить, процесс полностью автоматизирован и не требует вмешательства оператора. Все это позволяет принципиально применять метод DSMTI для микросейсмического мониторинга процесса интенсификации скважины в режиме реального времени.

3.7 Применение алгоритма повышения сембланса

Тестирование разработанного алгоритма повышения сембланса (см. разд. 2.3) на основе синтетических данных показало, что он обеспечивает стабильные результаты для сравнительно высоких уровней шума (см. AXVI). Благодаря компенсации амплитуд и грамотному выбору сейсмоприемников алгоритм позволяет повысить значения сембланса в целом, но при этом обеспечивает значительную разницу между семблансом амплитуд событий, подверженных шуму, и семблансом амплитуд, содержащих только шум.

В рамках тестирования алгоритма на реальных микросейсмических событиях, он был применен к тому же самому пятиминутному интервалу экспериментальных данных, упомянутых выше в разд. 3.6. На рис. 15 изображены результаты аналогичные рис. 11a. Разница между ними лишь в том, что значения сембланса на рис. 15 были рассчитаны с помощью алгоритма повышения сембланса, т. е. амплитуды, используемые при вычислении сембланса, были отобраны в соответствии со стратегией, описанной в разд. 2.3.2 и скорректированы в соответствии с диаграммой излучения согласно разд. 2.3.1.

В соответствии с предложенным порядком действий (рис. 4), отбор сейсмоприемников был произведен в два шага. Первоначально было отобрано 75% сейсмоприемников, амплитуды A_R которых потенциально удовлетворяли высокому ОСШ, что определялось из величин модельных амплитуд B_R . Далее был произведен расчет стандартного отклонения разниц реальных и модельных амплитуд с той целью, чтобы исключить рассмотрения часть оставшихся сейсмоприемников и их амплитуды. Таким образом, дополнительно из суммирования были исключены амплитуды, для которых разница амплитуд превышала их стандартное отклонение.

Три зависимости, представленные на рис. 15 демонстрирует то, каким образом сембланс помогает различать реальные микросейсмические события от ложных, а также находить дополнительные сейсмические события, которые проблематично выявить с помощью только лишь соотношения STA/LTA. Реальные события соответствуют высоким значениям суммы и высоким значениям STA/LTA, что подтверждается также высоким семблансом. Ложные события (обозначенные на рис. 15 штрихованными вертикальными красными линиями) также характеризуются высоким значением суммы и даже могут иметь значение STA/LTA выше порогового, но сембланс для таких событий мал и не превышает порогового значения. Это означает, что суммируются только некогерентные амплитуды, содержащие шум.

Алгоритм обнаружения в совокупности с повышенными значениями сембланса позволил обнаружить 13 событий (13 красных точек на рис. 15), что свидетельствует о 8 дополнительных сейсмических событиях по сравнению с предыдущим результатом (5 красных точек на рис. 11a). Эти 8 слабых обнаруженных событий были индивидуально проверены. Соответствующий им сигнал определяется на ряде сейсмических трасс и выглядит реалистично.

Очевидно, что количество обнаруженных событий зависит от пороговых значений. Пороговое значение 0.17 является стабильным значением, определенным по результатам тестирования синтетических данных. Для того, чтобы это проиллюстрировать наглядным образом, можно построить диаграмму, связывающую сембланс обнаруженных событий с погрешностью локации (см. рис. 16). Согласно рис. 16, использование порогового значения сембланса ниже 0.17 даст в результате большое количество событий, местоположения которых определяются с большой погрешностью в горизонтальном направлении.

Исследования показали, что для представленных данных минимальным осмысленным пороговым значением STA/LTA является 1.3. Дальнейшее снижение порога не дает значимого увеличения количества событий. Например, согласно рис. 15, порог STA/LTA равный 1.3 дает

одно дополнительное сейсмическое событие (отмечено зеленой штрихованной линией на рис. 15), потенциально являющееся реальным микросейсмическим событием.

С целью проверки того, какое количество дополнительных событий может быть получено при помощи разработанного алгоритма повышения сембланса, он был использован при обработке однодневных реальных данных (соответствующих второму дню из набора данных, описанных в разд. 3.6).

На рис. 17 показано сравнение результатов, полученных для этого временного интервала с применением порога STA/LTA равного 3 без критерия сембланса (см. рис. 17a) и с применением порога STA/LTA равного 1.3, с критерием сембланса (см. рис. 17b). В качестве порога сембланса было использовано значение 0.17. Результаты на рис. 17 представлены в горизонтальной проекции с цветовой маркировкой фокальных сфер.

С одной стороны, простой критерий STA/LTA позволил определить 214 событий, включая 76 ложных (соответствующие фокальные сферы отмечены на рис. 17a красным цветом), со случайными ориентациями нодальных плоскостей, показанных красным цветом на угловой диаграмме простираения (см. рис. 18a). С другой стороны, критерий сембланса позволил эффективным образом исключить ложные события и дополнительно идентифицировать более слабые события общим количеством 161. Фокальные сферы событий отмечены зеленым цветом на рис. 17b, а направления простираения – зеленым цветом на рис. 18b.

Таким образом, дополнительный критерий сембланса позволяет обнаружить 299 реальных событий для сейсмической записи с временным интервалом длиной в одни сутки. Ложные срабатывания обусловлены, главным образом, шумом, регистрируемым вдоль рукавов приемной системы и гармоническими помехами на отдельных сейсмических трассах. Шум производит относительно высокие значения суммы и, что естественно, высокие значения. Но сембланс энергии такого типа невысок, потому что амплитуды вдоль кривой кинематических поправок от гипотетического источника не являются когерентными.

Выбранные пороговые значения пригодны для данной конкретной расстановки сейсмоприемников и должны подбираться индивидуально в каждом случае, в зависимости от геометрии приемной системы и уровня шума в данных. Тем не менее, исследования показали, что отдельные пороговые значения компенсируют друг друга, к примеру, если выбрать слишком много сейсмоприемников вблизи нодальных линий, с характерным низким ОСШ, то эти сейсмоприемники впоследствии все равно устраниются, т. к. их амплитуды сильно отличаются от моделируемых.

В данном конкретном случае были выбраны достаточно скромные, стабильные значения, однако можно установить более низкие значения, если допустить возможные ложные срабатывания.

4 ВЫВОДЫ

В настоящей диссертации был предложен новый метод визуализации микросейсмических событий. Метод включает в себя суммирование сейсмических амплитуд вдоль дифракционных кривых, рассчитанных для возможных местоположений и времен возбуждения источника. В отличие от классических миграционных подходов, предлагаемый метод учитывает диаграмму излучения события таким образом, что полярности суммируемых амплитуд корректируются с помощью тензора сейсмического момента, определяемого посредством обращения этих амплитуд. Ключевые аспекты, которые отличают данную работу:

- **Способ обнаружения микросейсмических событий.**

Существующие методы локации полагаются на высокое значение суммы амплитуд, в предположении, что имеет место одно событие в данном временном окне. Это требует знания времени возникновения события, либо ручного выделения временных интервалов. Предлагаемая методология включает оригинальный алгоритм автоматического обнаружения событий. Он основан на STA/LTA анализе, применяемом к функции максимальной суммы.

- **Способ контроля достоверности обнаружения микросейсмических событий.**

Само по себе соотношение STA/LTA является хорошим критерием для определения реальных микросейсмических событий. Тем не менее, если подразумевается обнаружение сигналов с низким ОСШ и более низким порогом обнаружения, велика вероятность обнаружения ложных событий. Настоящая работа предлагает решение этой проблемы: алгоритм для оценки достоверности обнаружения событий, основанный на семблансе амплитуд, образующих максимальную сумму. Амплитуды, соответствующие реальному событию и подвергшиеся коррекции полярности, должны не только давать высокое значение в сумме, но и быть когерентными, т. е. обладать относительно большим семблансом. Тем самым, пороговое значение сембланса играет роль критерия достоверности для обнаруженных событий. Однако если корректируется только полярность амплитуд, значение сембланса далеко от оптимального. Представленное в диссертации исследование демонстрирует, что амплитуды должны компенсироваться с учетом полноценной диаграммы излучения, получаемой с помощью тензора сейсмического момента. Предложенный алгоритм компенсации амплитуд и сопряженная с ним стратегия выбора сейсмоприемников позволяют повысить сембланс и обеспечивают эффективный инструмент контроля достоверности обнаружения микросейсмических событий.

- **Способ определения местоположения микросейсмических событий.**

Изображающая функция, получаемая в классическом дифракционном суммировании, представляет собой функцию правдоподобия с максимумом, который является индикатором наиболее вероятного местоположения события. Настоящее исследование предусматривает расширение методологии, которое включает преобразование изображающей функции в распределения, близкое к гауссовому, и позволяет производить оценку погрешности локации. Благодаря такому подходу получаемые местоположения событий не ограничены узлами пространственной сетки.

Конечная цель всего исследования состоит в разработке полностью автоматизированного метода визуализации для нужд микросейсмического мониторинга. Поскольку мониторинг значительным образом выигрывает от визуализации низкоэнергетических событий, разрабатываемый метод должен иметь возможность их обнаружения и локации.

Сравнительный анализ, представленный в настоящей диссертации показал, что предложенный метод позволяет производить обнаружение событий с очень низким ОСШ и производить надежную оценку местоположений и механизмов очага. В соответствии с экспериментальными результатами применения метода к реальным данным, зарегистрированным в ходе сейсмического мониторинга гидроразрыва формации глинистых сланцев, можно сделать вывод, что метод позволяет обнаружить, а также определить местоположения и оценить механизмы очага для нескольких сотен микросейсмических событий в непосредственной близости

от стимулируемой области. Данные события образуют скопления вдоль направления максимального напряжения, характерного для региона проведения работ, а механизмы очага согласуются с геологическими сведениями.

Несмотря на ресурсоемкие вычисления, программное обеспечение, разработанное в рамках данного исследования, позволяет осуществлять обработку данных практически в реальном времени и делает предложенный метод принципиально пригодным для микросейсмического мониторинга.